



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ  
КАЗАХСКОЙ ССР  
КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-  
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ГЕОЛОГИЯ, ТЕХНИКА РАЗВЕДКИ  
И ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ  
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ  
КАЗАХСТАНА

(Сборник трудов молодых ученых Казахстана)

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗССР  
Казахский научно-исследовательский институт  
минерального сырья

ГЕОЛОГИЯ, ТЕХНИКА РАЗВЕДКИ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ  
ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ КАЗАХСТАНА

(Сборник трудов молодых ученых Казахстана)

1525

ОНТИ КазИМСа  
Алма-Ата 1975



## А Н Н О Т А Ц И Я

В настоящем сборнике освещаются основные теоретические и практические результаты работ, проведенных молодыми учеными Казахстана в области геологии, методики и техники разведки, обогащения, технологии и экономики минерального сырья.

### Р е д а к ц и о н н а я      к о л л е г и я :

Г.Р.Бекжанов (гл. редактор), Н.Н.Ведерников (сам.гл. редактора), О.Ф.Кроль, Г.И.Бурд, Р.Г.Жилинский, Б.Е.Скобочкин, Л.В.Фаворская, Д.П.Щербов, Э.Д.Вияшева, Г.Х.Гильмутдинов  
(отв. за выпуск)

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ  
В ПРИМЕНЕНИИ К ЛИНЕЙНЫМ ГЕОТЕКТОНОГЕНАМ

За последние два десятилетия достигнуты значительные успехи в экспериментальной и теоретической петрологии. На этой основе предприняты дальнейший пересмотр и детализация петрогенетических релюков, фаций метаморфизма, обосновано выделение фациальных серий. В последнее время оформилось также направление, связанное с выделением типов метаморфизма и метаморфических формаций. В основе большинства концепций — представление о различном геотермическом градиенте в разных структурах земной коры в зависимости от геотектонических условий.

Можно выделить три основных подхода к решению этих вопросов. С уклоном в сторону экспериментальных методов проводят свои исследования группы В. С. Соболева, А. А. Маракушева, Л. Л. Перчука; различно оценивая роль метасоматоза, а также объемы метаморфических фаций, они кладут в основу выделения типов метаморфизма термодинамические или фациальные признаки.

В основном с геологических позиций подходят к изучению метаморфических событий В. Я. Хорева, Н. П. Семеновко и Я. Н. Веллецев. Признавая цикличность и направленность развития земной коры, они характеризуют типы метаморфизма, исходя из геолого-тектонического режима той или иной геологической структуры.

Исследователи Института геологии и геохронологии доэембрия В. А. Глебовицкий, Д. А. Великославинский, а также западные геологи Г. Винклер, Г. Цварг и другие рассматривают эволюцию метаморфизма на основе сочетания геологических факторов и данных экспериментальной и теоретической петрологии.

Непосредственно к выделению метаморфических циклов подошел в своей работе В. А. Глебовицкий (1971—1973). Главную причину эволюции метаморфизма он видит в эволюции теплового и динамического режимов

подвижных поясов.

Метаморфизм является важным элементом в общем ряду крастогенных процессов и обуславливает разуплотнение, дифференциацию и гранитизацию вещества земной коры. Поэтому анализ механизма цикличности и термодинамики его процессов необходим при изучении развития земной коры по принципу геотектоногена, так как именно на основе цикличности и направленности всех процессов построена работа колонны преобразования земной коры, формирующей геотектоноген (Г.Н. Шерба, 1970-1973). Решение этих вопросов тесно связано с проблемами эволюции тектогенеза, магматизма и рудообразования.

При изучении роли и места процессов метаморфизма в колонне преобразования земной коры весьма важным вопросом представляется типизация этих преобразований по стадиям развития геотектоногена. Взяв в качестве признаков геотектонический и термодинамический режимы, морфологические и геохимические особенности, а также связь с магматизмом, можно рассмотреть типизацию метаморфизма по стадиям развития геотектоногена (таблица). Для ранней стадии в общем случае характерен однородный ареальный метаморфизм с вертикальной зональностью, обусловленный геотермическим градиентом в период общего погружения. В особых тектонических условиях (в зонах крупнейших глубинных разломов, на границах крупных геоблоков), при большом избыточном давлении может проявиться глаукофан-сланцевый метаморфизм.

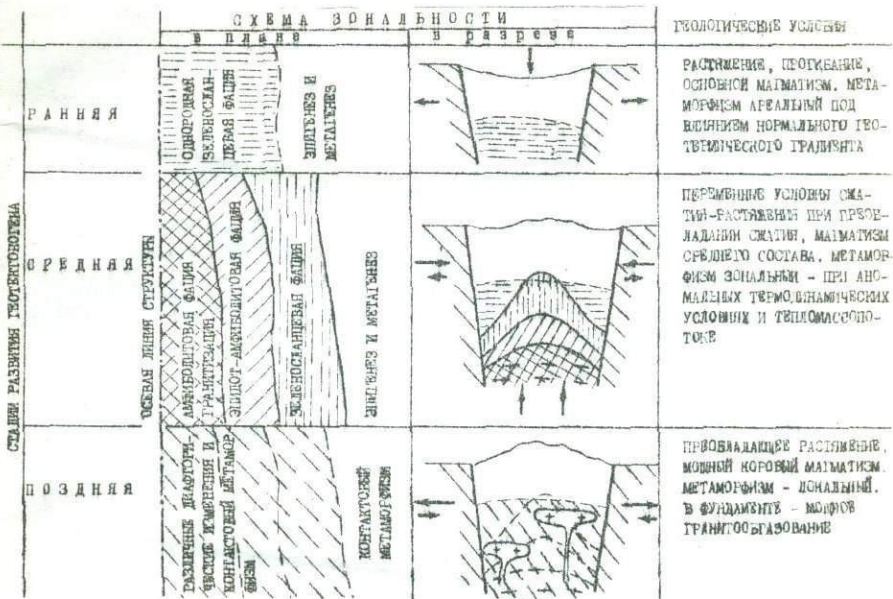
В средней стадии развивается зональный поясовый метаморфизм андалузитовой или (при повышенных давлениях) дистеновой фациальной серии. Он протекает в условиях преимущественного сжатия в начале инверсионного этапа, при аномальных термодинамических условиях и наличии тепломассопотока, формирующей горизонтальную метаморфическую зональность (рис. I).

В областях максимального развития этого метаморфизма, на заключительных его этапах, при спаде общего давления широко проявляются процессы гранитизации, обуславливающие развитие гранитоидного магматизма. Поздняя стадия характеризуется наиболее широким развитием процессов гранитизации в зонах, уже подготовленных предшествующим метаморфизмом. Собственно метаморфические преобразования носят регрессивный или контактный характер.

Отсюда следует, что общие современные представления о региональном метаморфизме в принципе соответствуют концепции развития земной коры по механизму геотектоногена, а именно: а) метаморфизм, как и земная кора в целом, развивается циклично и имеет закономерную на-

## Сопоставление типов метаморфизма по стадиям развития геотектоногена

Авторы	Стадия геотектоногена			
	Ранняя	Средняя	Поздняя	
В.А.Глебовицкий (1973)	Начальный (инициальный) метаморфизм	Ранний однородный метаморфизм	Зональный метаморфизм а) андалузит-силлиманитовый б) дистен-силлиманитовый	
А.А.Маракушев (1972)	Тип А (догранитный)	Тип Б-1 (связан с плагиигранитами)	Тип Б-2 (связан с нормальными гранитами) и Тип В (контактный и локальный динамотермический)	
Б.Я.Хорева (1971)	Регионально-плутонический, подтип А (фемического профиля)	Динамо-геотермический (погружения)	Регионально-плутонический, подтип В (сиаллического профиля)	
А.Б.Бакиров, Н.Л.Добрецов (1972)	Тип Ш. Глаукофан-сланцевый	Типы I и II. Начальный и зеленосланцевый	Тип IV - андалузит-силлиманитовый и тип V - дистен-силлиманитовый	
Геологический режим типов метаморфизма				
Тектонический режим	В зонах крупнейших глубинных разломов на границе геоблоков, в условиях избыточного тектонического давления	Условия растяжения, заложение трога, прогибание, трансгрессивное осадкообразование	Переменные условия сжатия-растяжения при преобладании сжатия; инверсия, линейное складкообразование; общее латеральное сокращение всей системы	Преимущественные условия растяжения; дифференциальные блоковые движения
Термодинамический режим (фации метаморфизма по Н.Л.Добрецову и др., 1970)	Лавсонит-глаукофановая (C <sub>4</sub> ) T = 300-500°C P = 6-12 кбар	Цеолитовая (B <sub>5</sub> ), зеленосланцевая (B <sub>4</sub> ) T = 200-500°C P = 1-8 кбар	а) Зеленосланцевая + андалузит - (силлиманит) - мусковитовых сланцев + силлиманит - биотитовых гнейсов (B <sub>4</sub> +B <sub>3</sub> +B <sub>2</sub> ) б) Зеленосланцевая + дистен-мусковитовых сланцев + силлиманит-биотитовых гнейсов (B <sub>4</sub> +C <sub>3</sub> +B <sub>2</sub> ) T = 350-700°C P = 2-7 кбар (для а) P = 6-9 кбар (для б)	Фации контактового метаморфизма и низкотемпературный диафторез
Морфологический тип	Поясовый с большим горизонтальным градиентом зональности	Ареальный и ареально-поясовый с вертикальной зональностью	Поясовый с горизонтальной зональностью	Ареальный
Геохимические особенности	Сидеро-халькофильная минерализация		Смена Na-метасоматоза K-метасоматозом; халькофильная минерализация	K-метасоматоз; литофильная минерализация
Магматизм	Ультраосновной и базальтоидный		Ультраметаморфизм, переходящий в интрузивный гранитный магматизм	Интрузивный гранитоидный магматизм с щелочным уклоном
Примеры	Максютковский комплекс (Южный Урал) Канско-Атбашинская зона (граница Среднего и Южного Тянь-Шаня)	Зеленокаменные синклинали Северного Тянь-Шаня	а) плато Абакума (Ялошия), Курчум-Каялджирский антиклинорий, Кеминская зона Северного Тянь-Шаня; б) серия Барроу (Шотландия), Музкольский комплекс Центрального Памира, мигматитовые купола	



Р и с. I. Схема развития метаморфической зональности  
в цикле геотектоногена

правленность; б) циклы метаморфизма сопоставимы по продолжительности и обусловлены тектономагматическими или циклами развития геотектонононов; в) эволюция метаморфизма в цикле протекает закономерно и зависит от геотектоногического и термодинамического режимов в участке земной коры, где этот цикл проявлен; г) гранитоидный магматизм обусловлен процессами регионального метаморфизма и связан с завершающими этапами последнего. С этих позиций делается попытка рассмотреть некоторые вопросы эволюции регионального метаморфизма в двух линейных геотектоногенах Казахстана - Северотяньшаньском и Алтайском.

Анализ литературных данных и полевых наблюдений, проведенных автором при непосредственном участии научного руководителя Г.И. Черной, показывает закономерное циклическое развитие метаморфических событий в этих регионах, обусловленное формированием их по принципу геотектононогена.

Для Северотяньшаньского геотектоногена эволюция развития метаморфизма представляется в следующем виде. Дорифейский фундамент сложен породами актозской свиты, метаморфизованной в фации дистеновых гнейсов и кеминской (онарыкской) свитой силлиманит-биотит-гнейсовой (амфиболитовой) фации (А.В.Бакиров, Н.Л.Добрецов, 1972). Однако наличие в разрезах кеминской свиты гранатовых амфиболитов и линз мраморов, аналогичных актозским, близость вещественного состава и однотипное структурно-тектоническое положение сравниваемых толщ дают основание предположить, что это единая гнейсовая толща добайкальского фундамента. Метаморфизм ее нижних частей характеризовался повышенными давлениями по сравнению с верхними, которые подверглись мощным и неоднократным процессам гранитизации и диафтореза. Куперлисайская свита (или сланцевая толща), также относимая к дорифейскому фундаменту, подверглась метаморфизму высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации с переходом в фацию мусковитовых сланцев (эпидот-амфиболитовую).

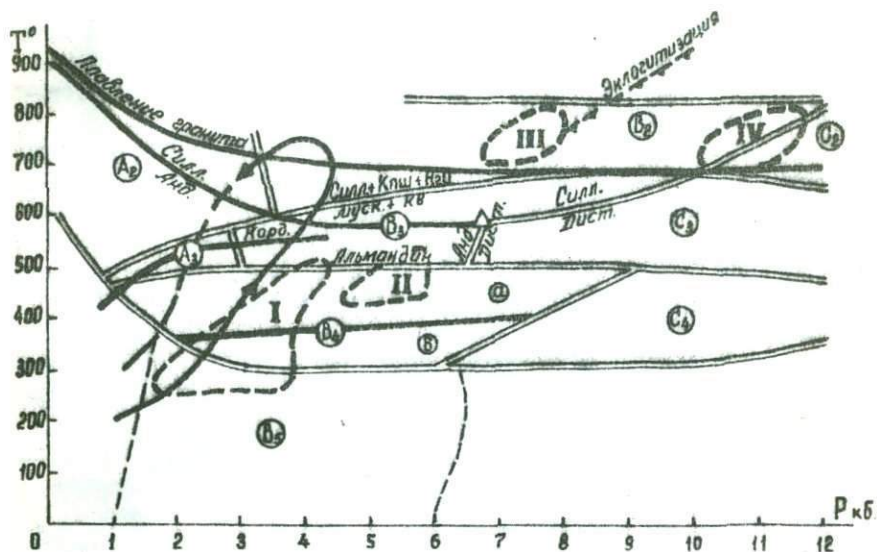
Метаморфические комплексы фундамента относятся к ареальным типам с вертикальной метаморфической зональностью, обусловленной полициклическостью процессов метаморфизма, причем прогрессивный метаморфизм каждого последующего цикла наложился в виде диафтореза на нижележащие толщи (что было уже отмечено А.В.Бакировым, 1973). Ареальный характер, отсутствие горизонтальной зональности и специфический термодинамический режим (дистен-гнейсовая фация) позволяют рассматривать эти комплексы как продукты многоактного метаморфизма, характерного для древних, дорифейских циклов развития земной коры и выделять их в качестве фундамента байкало-альпийского Северотяньшаньского геотектоногена.

Метаморфизм байкальского тектоно-магматического цикла на современном эрозионном срезе не выходит за рамки фации зеленых сланцев.

Для ранней стадии каледонского цикла характерен ареальный однородный метаморфизм низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации и региональный метатенез. В среднюю стадию по отдельным зонам отмечается повышение метаморфизма до высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации низких давлений. В метаморфитах фундамента в это же время - мощный этап гранитизации, обусловивший становление каледонских гранитсидов.

В Курчум-Кальдигерском антиклинории, расположенном на юго-восточном фланге Алтайского Герцинского геотектоногена, выделяются два типа метаморфизма.





Р и с. 2. Схема фаций метаморфизма (по Н.Л.Добрееву и др., 1970).  
 А<sub>2</sub> - амфибол-роговиковая фация; А<sub>3</sub> - мусковит-роговиковая; В<sub>2</sub> - амфиболитовая; В<sub>3</sub> - эпидот-амфиболитовая; В<sub>4а</sub> - зеленосланцевая высокотемпературная субфация; В<sub>4б</sub> - зеленосланцевая, низкотемпературная субфация; В<sub>5</sub> - региональный эпигенез и метагенез. ↗ - условия метаморфизма Курчум-Кальджирского антиклинория. Северотяньшанский геотектоноген: I - TP - область метаморфизма каледонского и байкальского циклов; II - TP - область метаморфизма куперлисайской свиты добайкальского фундамента; III - TP - область метаморфизма неминской (онагирской) свиты добайкальского фундамента; IV - TP - область метаморфизма антраксовой свиты добайкальского фундамента

В раннюю стадию герцинского цикла ранее метаморфизованные породы каледонского фундамента и ниже-, средне- и верхнедевонские отложения претерпели однородный ареальный метаморфизм низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации.

В начале средней стадии (нижний карбон) на вышеупомянутые породы наложился зональный метаморфический пояс, субсогласный с общей структурой антиклинория. В нем выделяются: зеленосланцевая фация с широко развитой высокотемпературной биотит-хлоритовой субфацией и эпидот-амфиболитовая (мусковит-сланцевая) фация. Исчезновение мусковитсодержащих парагенезисов, широкое развитие биотит-кордиеритовых и амфиболовых гнейсов с микроклином и андезином, а также проявление анатектических процессов определяет амфиболитовую фацию метаморфизма. В области наиболее глубокого метаморфизма (в ядерной части зональности) появляются пироксен- и силлиманитсодержащие парагенезисы.

Максимальные температуры и давление в этой зоне оцениваются около 700-740°C и 4-4,5 кбар (рис.2). Собственно литостатическое давление (при мощности вышележащих толщ около 8-10 км) составляло примерно 2 кбар. Избыточное давление, необходимое при такой глубинности процессов, возникло в рассматриваемой призме пород антиклинория под влиянием двух противодействующих факторов: с одной стороны - разуплотнение этих пород под влиянием тепломассопотока при метаморфизме средней стадии, с другой - незначительная (в силу тектонических причин) скорость их всплывания в данный период. Сброс давления, обусловивший широкое развитие процессов гранитизации, начался уже при интенсивном всплывании в конце средней стадии (средний карбон) как релаксация на нарушение изостатического равновесия разуплотненных и силитизированных пород антиклинория по сравнению с его бортовыми частями.

Таким образом, в Курчум-Сальджирском антиклинории на ранней стадии развит ареальный однородный метаморфизм, обусловленный геотермическим градиентом при погружении толщ; в среднюю же стадию накладывается зональный метаморфизм андалузитовой фациальной серии в силу аномальных термодинамических условий и тектонического режима, а также наличия тепломассопотока.

О ВЫХОДАХ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА  
В ЗАЙЛИЙСКОМ АЛАТАУ

Вопрос о наличии докембрийского фундамента в Зайлийском Алатау в последние годы стал дискуссионным. Ранее считалось, что блоки высокометаморфизированных и гранитизированных пород, развитые в осевой части хребта, имеют докембрийский возраст. В настоящее же время ряд исследователей (В.Н.Охотников, В.Е.Рыцк, Н.А.Абдрахманов и др.) считают эти породы аналогами неметаморфизированных кембро-ордовикских вулканогенно-терригенных отложений, развитых в пределах рассматриваемого региона. Формирование глубоко метаморфизированных сланцев и гнейсов представляется данными авторами как одноактный процесс преобразования нижнепалеозойских осадков либо в результате глубинной метасоматической переработки в связи с формированием автохтонных гранитоидов, либо контактовым воздействием крупных гранитных интрузивов.

Однако нигде в пределах Зайлийского Алатау в настоящее время достоверно не установлено постепенных переходов между глубоко метаморфизованными и гранитизированными породами и толщами нижнего палеозоя, т.е. отсутствуют факты, свидетельствующие в пользу принадлежности обоих типов пород к единому зональному метаморфическому комплексу. Напротив, галька гнейсов и кристаллических сланцев отмечается в конгломератах кембрия и ордовика. На восточном и западном флангах Зайлийского Алатау отмечены контакты нижнепалеозойских толщ с метаморфитами фундамента через линии малоамплитудных тектонических нарушений, надвигание гнейсов на нижнепалеозойские отложения и наличие крупных ксенолитов метаморфитов в каледонских батолитах в непосредственной близости от интрузивных контактов с ороговикованными кембро-ордовикскими осадками (рисунок).

Имеются многочисленные свидетельства глубокого и неоднократного регионального метаморфизма рассматриваемых блоков. Процессы гранитообразования проявляются с началом регрессивной стадии

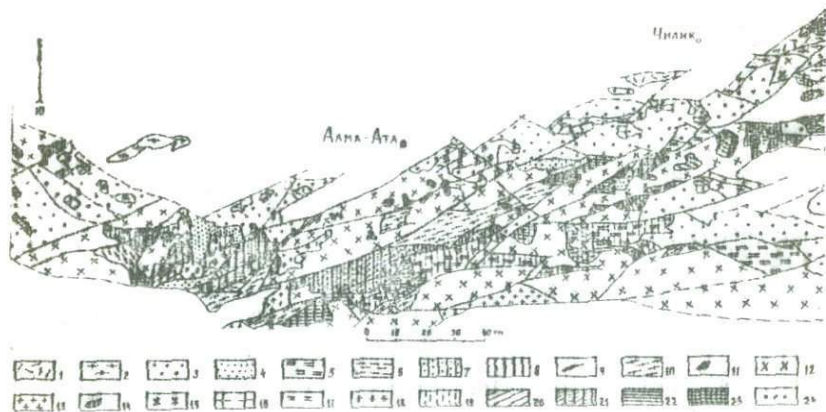


Рис. Схема геологического строения и фаций метаморфизма Северного алтайского геотектонического массива (по данным Н.М.Майдарова, К.Т.Кудрявского, Р.Д.Захарова, В.И.Гонима, В.В.Олепникова, А.В.Гаврилова, П.А.Сучкова, В.Г.Селезнева и др.).

Вулканогенно-осадочные породы. Урановый цикл развития геотектонизма: 1 - поздняя стадия ( $C_3-P$ ), 2 - средняя стадия ( $C_2-C_3$ ), 3 - ранняя стадия ( $C_1$ ). Каледоний цикл развития геотектонизма: 4 - поздняя стадия ( $A_2-A_3$ ), 5 - средняя стадия ( $A_2-S$ ), 6 - ранняя стадия ( $A_1-A_2$ ), 7 - байкальский цикл развития геотектонизма, 8 - добайкальская фация. Интрузивные породы. Дифференциальной фациями: 9 - габброиды и габброграниты, 10 - гнейсы-граниты. Каледоний цикл: 11 - габброиды и габброграниты ранней стадии ( $A_1$ ), 12 - тоналиты, гранодиориты и плаггиограниты средней стадии ( $A_2-S$ ), 13 - граниты поздней стадии ( $A_3$ ). Герцинский цикл: 14 - габброиды и габброграниты ранней стадии ( $C_1$ ), 15 - гранитоиды средней и поздней стадий ( $C_2-C_3$ ), 16 - лейкократовые граниты и кварциты поздней стадии ( $P_1$ ). Полигерцинский (кварцитовый) период: 17 - пеллоиды габброиды и габбро-пеллоиды ( $P_2-P_3$ ), 18 - кварциты гранитоиды ( $P_2-P_3$ ). Фазы регионального метаморфизма. Субэпизонотермальная фация: 19 - низкотемпературная субэпизонотермальная фация, 20 - высокотемпературная; 21 - эпидот-амфиболитовая и эпизонотермальная фация, метасланцевая; 22 - амфиболитовая фация; 23 - фация диспаховых гнейсов; 24 - околиты

метаморфизма. Цикличность гранитизации вытекает из цикличности метаморфических явлений.

Анализ термодинамических условий формирования метаморфитов показывает, что в данном случае мы имеем дело с аркальным типом метаморфизма высоких температур и давлений (вплоть до дистен-гнейсовой фации), характерным для фундаментов древних платформ.

Процессы гранитизации приурочены исключительно к высокометаморфизованным породам. В целом наблюдается смена во времени натровых продуктов существенно калиевыми. Состав и количество магматитов свидетельствуют в пользу их анатектического происхождения.

На современном уровне эрозионного среза выделяются, по крайней мере, три четко различных этапа гранитообразования. К первому следует отнести формирование так называемых "послойных" мигматитов, состав которых колеблется от кварцевых диоритов до плагиогранитов. Породчатость пород в данном случае отражает не первичную слоистость, а метаморфическую дифференциацию и линейную деформацию неоднородностей всякого вида (К. Мадетт, 1971), т.е. гранитизация протекала на фоне напряженного пластического течения, определившего морфологию мигматитов. С этим процессом связано формирование гнейсовидных гетерогенных локально перемещенных плагиогранитов, насыщенных скисалитами и останцами субстрата.

Следующий этап гранитизации проявлен на современном уровне значительно слабее и приурочен к продуктам первого этапа. Мигматиты имеют артеритозный характер, лейкогранитовый состав и образуют в большинстве случаев секундные взаимоотношения с плагиогранитными венами. Наблюдаются переходы от зон мигматизации к алохтонным плутонам гранодиорит-гранитов каледоноского цикла.

Область питания герцинских гранитоидов в пределах региона не вскрыта. Поздняя гранитизация фиксируется в виде площадной калишпатаизации, накладывающейся на предшествующие гранитоиды и вмещающие их метаморфиты.

Геологические факты свидетельствуют о смешении областей гранитизации в процессе формирования структуры впис по разрезу земной коры. Необходимо отметить, что за один цикл может возникать не более 20% анатектического материала в силу ограниченного количества воды (Ж. Туре, 1972), следовательно, там, где в метаморфитах венитовых мобилизаторов - 30-40% и более, можно говорить о наложении нескольких циклов гранитизации.

Таким образом, формирование значительных масс гранитоидов может происходить в породах определенного уровня подготовки, недостижимого в пределах одного тектоно-магматического цикла.

Нижнепалеозойские вулканогенно-терригенные толщи претерпели лишь слабый метаморфизм низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации, переходный к региональному метагенезу; деформации повсеместно носят хрупкий характер, пластическое течение вещества отсутствует даже в участках наиболее напряженной складчатости.

Высокометаморфизованные породы обнажаются в виде разобленных тектонических блоков, четко приуроченных к осевой линии Заилийского Алатау. Характернейшей чертой этих образований является развитие структур пластического течения, ориентировка которых резко различна в соседних блоках, что явилось следствием разворота осколков древнего фундамента в последующие тектоно-магматические циклы. Массивы гнейсовидных гранитоидов, сформировавшиеся в результате гранитизации метаморфитов, имеют гетерогенное строение; породы различного состава развиты в виде полос шириной от 10-15 до 500 м, при этом ориентировка полос и гнейсовидности пород согласна директивным структурам гнейсомагматитовых толщ. В гранитоидах присутствует значительное количество ксенолитов амфиболовых сланцев. Совпадение направлений сланцеватости метаморфитов и гнейсовидности гранитоидов характерно только для сильно уплощенных ксенолитов, в остальных случаях последние ориентированы к директивным структурам под различными углами, то есть испытали вращение в процессе пластического течения пород, находившихся в состоянии расплава или квазирасплава. Таким образом, совпадение "теневой стратифицированности" локально перемещенных плутонов и директивных структур метаморфитов рамы — следствие пластических деформаций в условиях единого плана тангенциальных напряжений, несопоставимых со структурным планом каледонских осадков ранней стадии.

Внедрение каледонских магм сопровождалось формированием в нижнепалеозойских породах ореолов роговиков амфибол-роговиковой и мусковит-роговиковой фаций контактового метаморфизма; в то же время контакты с гранитизированными метаморфитами носят глубинный изофациальный характер (отсутствие зон вакалки, ороговикования и гидротермальной проработки). Столь резкие различия контактовых явлений свидетельствуют о присутствии на современном уровне эвронивного среза пород различных структурных этажей.

Абсолютный возраст метаморфических пород аналогичного облика соседних регионов — 1350 (И.А.Ефимов, 1968) и 840 млн. лет (А.В.Ва-

киров, 1972), отражает различные этапы древнего метаморфизма и гранитизации. Наложение диафторических изменений еще больше смещает цифры абсолютного возраста в сторону омоложения.

Все вышеупомянутые факты рассматриваются нами с позиций циклично-ступенчатого развития земной коры по принципу геотектоногена (Г.Н. Шерба, 1970). Преимущество такого подхода заключается в интерпретации геологических явлений не в поверхностном их выражении, а как следствий совокупности процессов, происходящих в колонне преобразования земной коры, направленных в целом к увеличению ее мощности, степени дифференциации и силитизации. Цикличность метаморфизма и гранитообразования с этих позиций рассматривается на фоне направленной, необратимой эволюции земной коры, т.е. предшествующие процессы подготавливают последующие и определяют масштабы их проявления и качественно иной уровень.

Литературные данные и материалы, полученные авторами в результате работ по этому региону, проводимых при непосредственном участии научного руководителя Г.Н. Шерба, позволяют относить блоки глубоко-метаморфизованных и гранитизированных пород, развитые в осевой части Заилийского Алатау, и зеленосланцевые вулканогенно-терригенные толщи к различным структурным этапам и считать первые комплексами добайкальского фундамента, а вторые – отложениями ранней стадии каледонского цикла развития Северотяньшаньского байкало-альпийского геотектоногена.

К.Арстанов

#### ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕ- ОРДОВИКСКИХ ГРАНИТОИДОВ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ КАСТЕКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Верхнеордовикские гранитоиды развиты в западной и центральной частях Кастекского хребта в ассоциации с амфиболит-сланцевой формацией, где они слагают крупный Бериктасский батолит. Переходы гранитоидов во вмещающие амфиболиты совершенно постепенные. Именно взаимоотношения верхнеордовикских гранитоидов с метаморфическими породами пред-

ставляют наибольший интерес для понимания их генетической природы. Породы верхнеордовикского комплекса образуют непрерывный и последовательный ряд от габброидов до гранодиоритов и плагиогранитов. Петрохимические исследования подтверждают большое многообразие петрографических типов пород и их неоднородность по составу. Все петрографические типы пород укладываются в единую вариационную кривую, что свидетельствует об их генетическом родстве.

Во всех верхнеордовикских гранитоидных породах наблюдаются переходы от калишпатизированных габбро, эссекситов, шонитов через сиенодиориты до сиенитов, сиенгранодиоритов, калишпатизированных плагиогранитов-гранитов. Петрохимические, геологоструктурные и геохимические особенности этих пород позволяют рассматривать их как автохтонно-метасоматические образования, сформированные при глубинной гранитизации амфиболит-сланцевой толщи в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма на глубине около 8-10 км. Гранитизация амфиболит-сланцевой толщи происходила, по-видимому, в начале орогенного воздымания каледонских структур в их основании. Она протекала в несколько этапов: на ранней стадии имела место мигматизация амфиболит-сланцевой толщи, затем - натриевый метасоматоз, а завершающая стадия - интенсивный калиевый метасоматоз. Калишпатизация наложена на амфиболовые сланцы.

Наше понимание генетической природы верхнеордовикских гранитоидов позволяет пересмотреть и их металлогенические особенности.

Большинство полиметаллических объектов, в том числе месторождения Кастек, Кюрдюк и другие, сконцентрированы в амфиболит-сланцевой толще. Небольшая их часть (Чинасылсай, Урмансай и др.) размещена в кембрийской базальт-карбонат-терригенной формации. Причем Чинасылсайское рудное поле по своей геологической позиции, структуре и возрасту рудовместящей толщи в какой-то степени близко к Текелийскому, что позволяет предположить первично стратиформную природу свинцово-цинковых руд чинасылсайского типа (Кадырбеков, Абдрахманов, 1971). Мы считаем, что кастекский тип оруденения можно рассматривать как метаморфизованный и вторично мобилизованный аналог чинасылсайского. Генетическое родство оруденения кастекского и чинасылсайского типов подтверждается содержанием элементов-примесей, отсутствием германия и мышьяка в галенитах этих месторождений и одинаковым изотопным составом свинца (Юнусов, 1969).

В результате комплексных петролого-геохимических и геологоструктурных исследований под научным руководством К.А. Абдрахманова (1968-1973 гг.) установлен каледонский возраст большинства полиметалличе-



ских объектов Кастекского хребта. Связь полиметаллических руд с гранитоидами, по нашим данным, пространственная, а не генетическая. Повышенные содержания цветных металлов (против жарка) в породообразующих и акцессорных минералах образований позднеордовикского комплекса обусловлены первичными литогеохимическими особенностями геологической среды. Полиметаллическая специализация гранитоидов является вторичной и имеет унаследованную природу.

В металлогеническом отношении аляскиты и субщелочные граниты верхнедевонского комплекса описываемого района отчетливо выделяются особенностями акцессорной минералогии и геохимии, большим видовым разнообразием и высокими фонами редкометалльно-редкоземельных элементов-примесей. Очевидно, что эти породы являются первично геохимически специализированными в отношении редких металлов и редких земель. Следовательно, это оруденение района генетически связано с аляскитами и субщелочными гранитами верхнего девона. Дальнейшее изучение апиальных, эндо- и экзоконтактовых участков плутонов аляскитовых гранитов может привести к выявлению новых редкометалльных зон и объектов.

По нашему мнению, представляют интерес многочисленные рудопроявления Кастек-Кенджактасской зоны, где в линейных зонах окварцевания, гранитизированные сланцы по основным породам несут редкометалльную минерализацию. Следует отметить, что позднеордовикские габброиды-плагиограниты описываемого района выделяются относительно высоким фоновым содержанием благородных металлов. Мы считаем, что изученный район заслуживает специального изучения и выявление здесь перспективных рудопроявлений вполне вероятно.

М.С.Рафаилович

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА КАСТЕКСКОГО ХРЕБТА  
(ЗАИЛЬСКИЙ АЛТАУ)

В настоящее время Кастекский хребет рассматривается как альпийский горст. Широко проявленный и разнообразный магматизм района обус-

ловил специфичную комплексно – полиметаллическую металлогению хребта. Наиболее изучены и разведаны проявления полиметаллов и редких металлов. Большая заслуга в этом принадлежит В.П.Сморозину, Г.К.Слесареву, П.А.Устименко, Т.Е.Масловой, В.П.Коняеву, И.И.Мионову, А.Е.Шлыгину, Л.У.Кадырбекову, В.В.Овчинникову, Б.И.Юнусову и др. Накопленный к настоящему времени материал позволяет на основании анализа парагенетических ассоциаций минералов и структурно-морфологических особенностей золотого оруденения выделить в районе пять золоторудных формаций.

Ильиная кварц-карбонатная полисульфидная формация отмечается на Мионовском месторождении, сложенном моноκлиально падающей толщей протерозоя (амфиболиты, сланцы). С востока к рудному полю примыкает интрузия сиенит-диоритов Киртабулгинского массива, с которой генетически связано оруденение. Гидротермальные изменения вмещающих пород выразились в серицитизации, карбонатизации и окремнении. Рудные тела приурочены к серии субширотных трещин с крутым падением на север, представлены кварц-карбонат-турмалиновыми жилами с сульфидной минерализацией. Основные рудобразующие минералы – халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, магнетит и висмутин. Минералы-концентраторы золота – это арсенопирит, пирит и халькопирит. Отношение золота к серебру уменьшается с глубиной, составляя на дневной поверхности единицы, на средних горизонтах десятки, на глубоких горизонтах – сотни единиц.

Скарновая формация отмечается на рудопроявлении участка Узун-Булак. Площадь рудопроявления сложена отложениями флишовой толщи среднего ордовика и каменноугольными эффузивами. Магматические породы представлены массивом верхнеордовикских гранитов и многочисленными дайками андезитов, спессартитов, диоритов, мелкозернистых гранит-аплитов. Скарновые тела развиты в выпуклой части флишовой толщи по известковистым алевролитам и прослоям известняков, находящихся среди песчаников, кремнистых пород. Состав скарнов – гранат-пироксеновый, протяженность их – до 100 м. Минерализация наложена на прослоя метасоматитов в ороговикованных песчаниках. В зоне гипергенеза в скалах широко распространены вторичные минералы железа, которые (С.С.Смирнов, 1965) подразделяются на лимониты замещения и лимониты заполнения. Первые (аналитик Л.Х.Мальшева) представлены гидрогематитом, гематитом и гетитом с натечно-скорлуповатой, ячеистой, полосчатой и губчато-пористой текстурами и плотными агрегатами с зонально-коллоидным строением. Лимониты заполнения наблюдаются в виде плот-

ных и охристых разностей. Плотные имеют вид оторочек вокруг пустот выщелачивания и выделений гематита и гидрогематита. Охристая разность выстилает пустоты выщелачивания и трещинки; реже встречаются лимонитизированные сыпучки. По времени образования лимониты этого типа являются более поздними.

Довольно широким распространением в зоне окисления пользуются вторичные висмутовые минералы. Они подразделяются на две разновидности. Первая — тонкоагрегативная зеленовато-серая, желтовато-серая, типа бисмутита. Кроме основного компонента, в ней спектральным анализом установлены следующие элементы, %: серебро — I; медь — 0,03; молибден — 0,0004; свинец — 0,5; никель — 0,005; мышьяк — 0,01; сурьма — 0,005. Вторая разновидность — черно-бурный висмутовый минерал, образующий изометричные листоватые (слодоподобные) выделения размером от долей мм до 1–2 мм. Минерал непрозрачный, легко расщепляется на мелкие пластинки по направлениям совершенной спайности. Отмечаются реликты гипогенного висмутита. По плоскостям спайности отчетливо наблюдаются пленки самородного металла. Спектральным анализом установлены следующие химические элементы, %: золото — 0,1; серебро — 0,03; медь — 0,003; свинец — I; мышьяк — 0,01; сурьма — 0,03. Минерал в естественном состоянии рентгеноаморфен.

Самородный металл макро- и микроскопически устанавливается в тесной ассоциации с гидроокислами и окислами железа и вторичными висмутовыми минералами. Металл в них отмечается в трещинках, полостях и кавернах, образуя жилковидные, проволочные, дендритовидные, комковатые, пластинчатые выделения, в отраженном свете он золотисто-желтого цвета. Спектральным анализом в нем установлено, %: серебро — 0,1; висмут — 0,01; свинец — 0,1. Микротвердость его равна 73 кг/мм<sup>2</sup>. Парагенезис, структурно-текстурные связи со вторичными минералами висмута и железа, высокая пробность свидетельствуют о гипергенном происхождении металла.

Формация метасоматических залежей представлена на рудопоявлении полиметаллов Чинасылсай. Оруденение локализовано в сапатайской свите верхнего кембрия, сложенной песчаниками, алевролитами, туфокогломератами; приурочено к зоне разлома, проходящей вдоль серии даек пироксен-плаггиоклазовых порфиритов и биотит-плаггиоклазовых порфиритов. Гидротермальные изменения вмещающих пород соответствуют березитовой формации. Для рудных тел характерна пластообразная форма как с, согласно



ным, так и секущим залеганием. Практическое значение имеют сфалерит-галенитовые руды, среди которых выделяются три структурно-морфологических типа: метасоматического замещения, зон брекчирования и жильный. Для них характерны постепенные переходы. Главные рудные минералы - галенит, сфалерит, халькопирит и пирит. Жильные минералы представлены анкеритом, сидеритом, кальцитом и кварцем. Основными минералами, концентрирующими изученный металл являются сульфиды свинца и железа (И.Н.Пеньков, В.П.Коняев, 1968). Для золота характерны округлые зерна, червеобразные прожилки по трещинкам и стыкам зерен.

Формация зон сульфидной минерализации является преобладающей в районе. Она отмечается в разнообразных по составу и возрасту породах: в отложениях флишеидной толщи среднего ордовика, в разновозрастных гранитах, пирокластических образованиях переменного состава и крупногальчаниковых конгломератах девона. Зоны контролируются разрывными нарушениями различных направлений. Протяженность их от 50 до 200-300 м и мощность 0,5 - 10 м. Зоны тректиноватые, лимонитизированные, с частой вкрапленностью пирита, реже галенита. Пиритизация, как правило, "сквозная", повсеместная. Пирит отмечается в виде кристаллов кубического и пентаго-додекаэдрического габитусов, достигает 10-15% от объема породы. Сульфид железа в зоне гипергенеза обычно псевдоморфно замещен лимонитом. В ряде случаев зоны с поверхности нацело сложены гидроокислами железа, имеют кавернозно-дырчатую текстуру. В гранитах девона они сопровождаются калишпатизацией и березитизацией вмещающих пород. Отмечается прямая корреляционная связь между концентрациями золота и интенсивностью пиритизации. Элементы-спутники - висмут, серебро, сурьма, молибден, мышьяк, медь. Золото-серебряное отношение варьирует в пределах 1:1 - 1:40.

Формация вторичных кварцитов имеет подчиненное значение, проявлена на участках Сарысай, Талдысай, Каракуруз. Тела золотоносных кварцитов имеют малые размеры, отмечаются, как правило, в эффузивах девона. Состав вмещающих эффузивов переменный - от карцевых порфиров (участок Талдысай) до туфов андезитового, андезит-базальтового составов (участок Каракуруз). Кварциты пиритизованы. Распределение золота неравномерное, струйчатое. Элементы-спутники - висмут, медь, свинец, серебро и сурьма. Вторичные кварциты одного из участков содержат высокие концентрации свинца.

Таким образом, в районе западного окончания Заилийского Алатау установлено пять золоторудных формаций: жильная кварц-карбонатная подсульфидная, скарновая, метасоматических залежей, зон сульфидной минерализации и вторичных кварцитов. Полученные результаты позволят конкретизировать поисковые работы в данном районе.

Р. Р. Жилинский

### ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ УЛЬБА-БУХТАРМИНСКОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

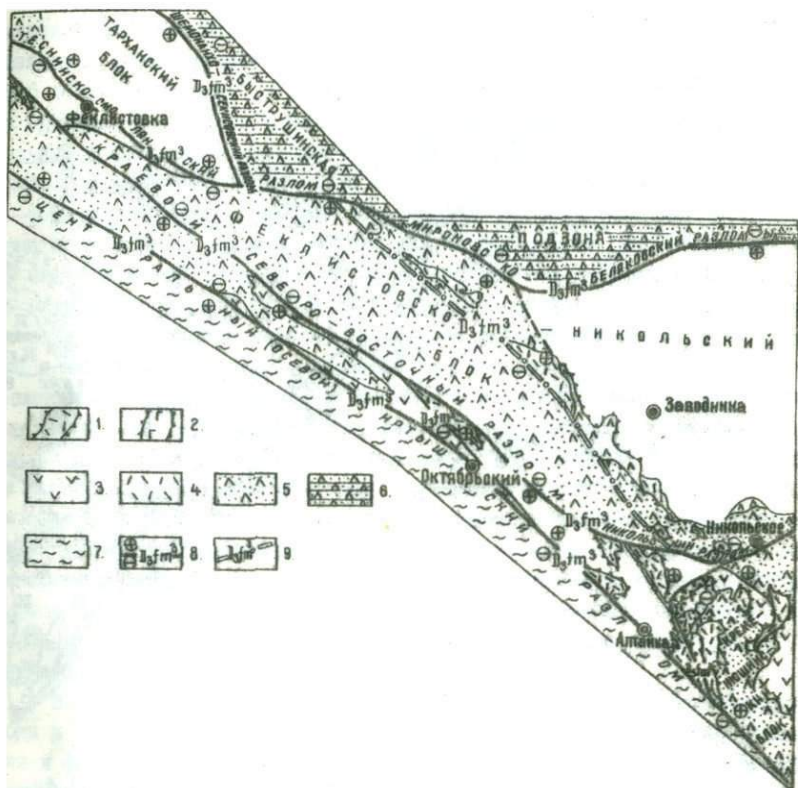
Крупномасштабные геолого-геофизические исследования, проведенные в последние годы, позволили восстановить историю тектоно-магматического развития описываемой территории Зайсанской геосинклинальной системы начиная с фанерозойского времени позднего девона. Основные крупные блоковые структуры Рудноалтайской зоны (Алейский и Быструшинский блоки, а также зона Иртышского глубинного разлома) дробились и развивались дифференцированно. В Алейской подзоне, вдоль ее границы с Быструшинской, в раннефанерозойское время происходит мощное излияние средних эффузивов с крайне ограниченным количеством пирокластического материала (нижнепихтовская подсвита). Ее мощность достигает 1700 м. В среднефанерозойское время происходит дробление ранее единой Алейской подзоны на отдельные части, которые рассматриваются как ее структурно-формационные блоки. Деление происходит по разрывам субширотного направления, отходящим под острым углом от Иртышского глубинного разлома. В нашем районе к ним относятся Тарханский, Феклистовско-Никольский и Кремешинский блоки. Первые из них разделены Смолянским, а два последних — Диагональным разломами. В это время на описываемой площади Алейской подзоны формируются пирокластические образования, в основном, умеренно кислого и кислого составов (среднепихтовская подсвита). Состав и тип разреза подсвиты в каждом из выделяемых блоков различны, а ее мощность около 1800 м. Центры вулканизма приурочены к разломам северо-западного простирания, где развиты субвулканические интрузивы,

жерловые и прижерловые фации вулканитов. Завершается вулканизм в среднем фамене накоплением осадочных образований на всей изученной площади подзоны. В позднефаменское время в Алейской подзоне района происходило накопление вулканитов среднего и умеренно кислого составов и дальнейшее разделение блоков среднефаменского времени на более мелкие части. При этом субвулканы и жерловые фации вулканитов располагались вдоль разломов, ограничивающих вновь сформированные блоки (рис. 1). Мощность образований этого времени (верхнепихтовская подсвита) в выделенных блоках колеблется от 1000 до 2500 м. В зоне Иртышского глубинного разлома к фаменскому времени относятся порфиновые интрузии Сажаевско-Долинского блока, подразделенные нами на две возрастные группы.

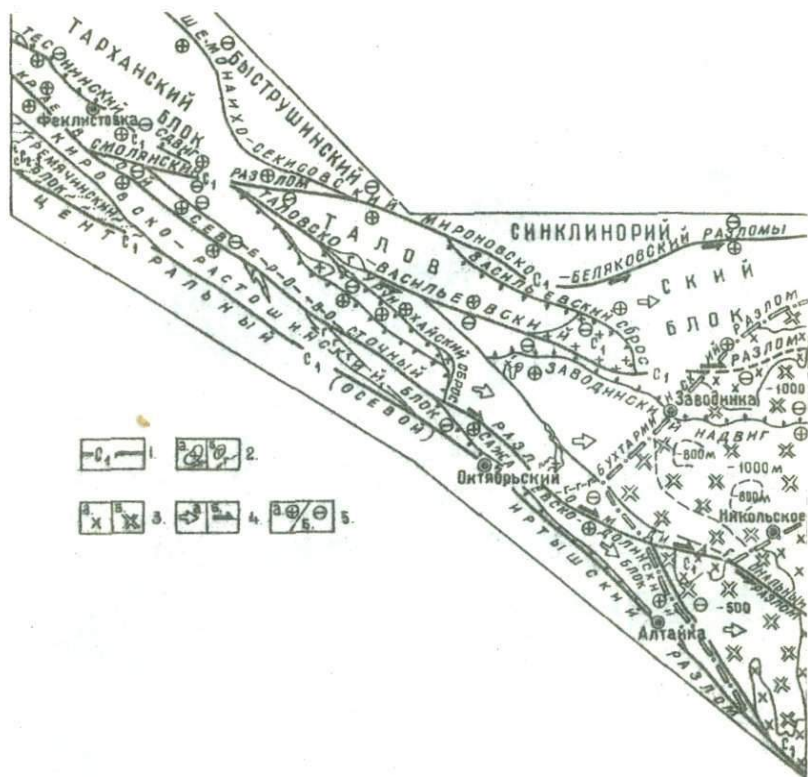
Имеющиеся материалы показывают, что в турнейское время в районе происходила трансгрессия моря; в раннетурнейское – море проникает в Алейскую подзону со стороны Быструлинского прогиба, а в поздетурнейское – со стороны зоны Иртышского глубинного разлома. В раннем турне, в опущенных западных частях Таловского и Никольского блоков вблизи Кондрагьевского разлома, накапливались прибрежно-морские отложения (тарханская свита). Ее мощность не превышает 400 м. На остальной площади Алейской подзоны и Иртышского глубинного разлома осадки этого периода, по нашим данным, отсутствуют. Изучение фаций верхнего турне показало, что Прииртышский морской бассейн в это время был обособлен от Быструлинского. Мощность отложений верхнетурнейского подъяруса (бухтарминская свита) в западной и южной частях Алейской подзоны (Тарханский, Феклистовский блоки) достигает 1300 м. К востоку их мощность уменьшается до 750 м, а на границе с Никольским блоком известны рифовые образования этого времени. В зоне Иртышского разлома разрез бухтарминской свиты неполный и измеряется сотнями метров. В ранне-визейское время морские осадки накапливаются в опущенной части Феклистовского блока (ульбинская свита) и имеют мощность более 1500 м.

Верхнетурнейская трансгрессия в Зайсанской геосинклинали описана В. П. Некоросевым (1958, 1966) под названием чаткальской фазы складчатости. Ними на описываемой площади не установлено складчатых деформаций в позднем девоне – раннем и позднем турне. По-видимому, под чаткальской фазой следует понимать вертикальное перемещение отдельных блоков относительно друг друга, происходившее неоднократно. По крайней мере, мы выделяем три таких импульса, сопоставимые с подфазами бретонской фазы складчатости в Западной Европе (по Г. Штилле).

Дальнейшая история развития отмечена в районе мощными складчатыми движениями и активизацией магматических процессов (рис. 2), Всеми



Р и с. I. Схема распределения образований позднего палеогена: центры вулканических аппаратов I - кислого, 2 - основного составов; лавы 3 - основного, 4 - кислого составов; 5 - мелкообломочные туфы среднего состава и туфопесчаники; отложения 6 - прибрежно-морские вулканогенно-осадочные, 7 - морские глинистые; разломы 8 - прослеженные, 9 - предполагаемые



Р и с. 2. Схема развития района в саурскую (поздневизейскую) фазу складчатости:

I - разломы и время их проявления; 2а - малые интрузивные тела кислого, 2б - основного и среднего составов; гранодиориты змеиногогорского комплекса; 3а - по геологическим, 3б - геофизическим данным; направление перемещений блоков 4а - общее, 4б - по зонам разломов; 5 - относительное перемещение блоков по разломам



исследователями признается, что главная складчатость на Рудном Алтае произошла после отложения ульбинской свиты (раннее визе), но до малоульбинской свиты (позднее визе). Эту складчатость принято называть саурской (А.К.Клюпов, 1964) по аналогии с тектонической фазой того же названия, установленной впервые В.П.Нехоросевым в хребте Саур в 1946 году. По данным Г.Д.Ажгирея, П.Ф.Иванкина и других геологов, зона Иртышского глубинного разлома в это время развивалась как региональный правый сдвиг, который сопровождался активизацией движений вдоль разломов северо-западного простирания в Рудноалтайской структурно-формационной зоне, а также образованием по ним серии сбрососдвигов. Наши исследования показывают, что в зоне Иртышского глубинного разлома на территории Ульба-Бухтарминского района в это время выдвигалась из глубин клиновидная горстовая структура Сажаевско-Долинского блока, сложенная наиболее древними на изученной площади образованиями. Смежный с ним по зоне Кировско-Растопинский блок испытывает в это время интенсивный боковой стресс, в результате которого слагающие его породы сминаются в линейные складки, оси которых смещаются в горизонтальной плоскости по разломам, ограничивающим этот блок. К северо-западу от Кировско-Растопинского (в зоне глубинного разлома) погружался Гремячинский блок, где в дальнейшем происходило накопление позднепалеозойских осадочных отложений. Магматизм в Иртышской зоне проявился по завершении складчатых процессов (нижнекаменноугольные интрузии габбро-диоритов, малые интрузивные тела габбро-плагиогранитной формации), которые внедрялись по разломам, ограничивающим блоковые структуры, и приспособлялись к положительным складчатым формам.

В Алейской подзоне района Рудноалтайской структурно-формационной зоны в это время развивались сдвиговые, надвиговые и сбросовые движения и формировались пологие брахиформные складки. Никольский и Кремешинский блоки (на востоке) испытывают движение в восточном направлении по Васильевскому разлому, образуя здесь область максимального растяжения, в которую внедрялись гранодиоритовые интрузии змеиногорского комплекса. На остальной площади подзоны (на западе и севере) сдвиговые движения блоков обусловили формирование в их внутренних частях Урухайского, Васильевского сбросов и Заводинского надвига. Плоскости первых залечиваются гранодиоритовыми и порфиоровыми интрузиями, а разломы, по которым происходили сдвиговые движения — малыми интрузивными телами габбро-плагиогранитной формации. Таким образом, саурский тектогенез создал структурную основу, в которую происходило

внедрение интрузивных образований раннего карбона.

По последним данным осадконакопление в позднем палеозое происходило только в Гремячинском блоке Иртышской зоны (гремячинская свита). Окончание палеозойской эры (пермский период) знаменуется бурным проявлением интрузивного магматизма как на изученной площади, так и в смежных районах. К югу от Ульба-Бухтарминского района в Калба-Нарымской зоне Калбинского синклиория происходило внедрение гранитных интрузий, проникающих и в осевую часть Иртышского глубинного разлома, но далее на северо-восток от нее не распространившихся. На севере района в границах Выструшинского синклиория Рудного Алтая внедрялись пермские интрузии, отличающиеся по петрохимическим и геохимическим особенностям от калбинских. К этому же времени следует отнести надвиг со стороны зоны Иртышского глубинного разлома на структуры Рудного Алтая и образование гранито-гнейсов в осевой части Иртышской зоны смятия.

Проведенные исследования тектоно-магматического развития Ульба-Бухтарминского района позволят уточнить закономерности размещения полезных ископаемых на его площади и выявить новые черты металлогении изученной территории.

Н.В.Юдовская, С.А.Солтан, А.Г.Юдовский

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СНЕГИРЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗЫРЯНОВСКОГО РАЙОНА РУДНОГО АЛТАЯ

Изученное месторождение является составной частью Греховского рудного поля Зырянского рудного района. Геологическая информация, полученная при проведении поисково-разведочных и эксплуатационных работ последних лет, и проведенные нами исследования позволили уточнить особенности структуры месторождения и локализации оруденения.

В структурном отношении Снегиревское месторождение располагает-

ся в области юго-восточного замыкания Ревнюшинской горст-антикли -  
нальной структуры (С.А.Солтан, 1970), где, в целом, она характери -  
зуется близширотным простиранием слоев пород с крутым погружением их  
в южном направлении (ЮВ-ЮВ). Эта структура осложнена складками более  
высоких порядков и разрывными нарушениями. Рудовмещающие породы мес -  
торожения представлены вулканогенно-осадочными образованиями ревню -  
шинской и маслянской свит ( $D_2e$ ). Характерным, как и для всего Зырян -  
ского района, является широкое развитие интрузий порфиров. Последние  
в общем плане подчинены структуре месторождения, но в деталях преоб -  
ладают секущие по отношению к слоистости и согласные со сланцевато -  
стью контакты, сопровождаемые ореолами порфиризации. Примечательной  
особенностью геологического строения является наличие даек порфирит -  
тов, количество которых увеличивается с глубиной. В центральной час -  
ти площади месторождения вулканогенно-осадочные образования слагают  
узко сжатую Снегиревскую горст-антиклиналь. Ее ось ориентирована в ССВ  
направлении, шарнир круто ( $75-80^\circ$ ) погружается к югу, западное крыло  
запрокинуто, падение слоев в крыльях восточное (СВ-ЮВ), либо верти -  
кальное. Антиклиналь ограничена Восточно-Снегиревским и Западно-Сне -  
гиревским разломами взбросо-сдвигового характера, сопряженными  
зонами интенсивного рассланцевания и дробления. К востоку Снегирев -  
ская горст-антиклиналь сменяется синклиналлю. В западной части первой,  
ограниченной Западно-Снегиревским разломом, породы имеют северо-вос -  
точное простирание с крутым падением слоев на юго-восток ( $75-85^\circ$ ). Эта  
часть площади месторождения наиболее слабо изучена геологоразведочны -  
ми работами.

Оруденение сконцентрировано в рудной зоне, отвечающей области  
контакта ревнюшинской и маслянской свит и одновременно - "подовыз"  
порфиров. В зоне интенсивно проявлены процессы рассланцевания и око -  
лорудные гидротермальные изменения: серицитизация, окварцевание и хло -  
ритизация. Форма рудных тел определяется особенностями локальных струк -  
тур и физико-литологическими свойствами вмещающих пород. Большинство  
рудных тел представляет собой минерализованные зоны дробления и сланце -  
ватости, секущие слоисто-складчатые образования. Форма их жилкообразная,  
оруденение вкрапленно-прожилковое. Преобладающий способ рудоотложения  
- выполнение трещин при подчиненной роли метасоматоза. Наиболее благо -  
приятным для рудоотложения является сочетание разрывных структур с  
флексуорообразными изгибами, осложняющими Снегиревскую горст-антиклиналь.  
В подобных случаях создание "полузакрытых" структур способствует прояв -

лению интенсивного процесса метасоматического замещения и обуславливает высокую степень концентрации рудной минерализации (богатые прожилково-вкрапленные и сплошные руды), форма тел трубообразная (рудное тело №1, южные фланги рудных тел №14, 4 и др.). Склонение рудных тел южное.

Нашими наблюдениями в подземных выработках установлено, что основное оруденение сосредоточено в структурах, наложенных на складчатые образования, и является более поздним, чем дайки порфиритов ларихинского (?) комплекса ( $C_{T} v_3$ ). Имеются многочисленные случаи пересечения рудными телами даек этого комплекса, а гидротермальные изменения и оруденение накладывается на них. В то же время дайки порфиритов секут интрузивные порфиры. Таким образом, оруденение является наиболее молодым геологическим образованием на изученном месторождении. Имеющиеся материалы позволяют сделать вывод, что ко времени предрудных дислокаций зона контакта ревижнинской и маслянской свит представляла собой гетерогенную среду с резкой разнокомпетентностью составляющих ее геологических образований. В значительной степени это обусловлено наличием порфириров интрузий и даек порфиритов. В процессе дислокаций зона неизбежно реагировала образованием полостей отслаивания и хрупкими деформациями, служившими рудопродвигателями структурами. Рудоконтролирующая роль принадлежала локальным дизъюнктивным и складчатым структурам.

Мы считаем, что не исчерпана возможность обнаружения рудных тел (и именно тел трубообразной форма) на изученных горизонтах месторождения и глубже их. Определенный интерес, по нашему мнению, представляет западная часть месторождения, структурно отвечающая тектоническому блоку, ограниченному Западно-Снегиревским и Подорловским (восточная ветвь) разломами.

Е.М.Юрченков

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ НАМПСКИЕ ИНТРУЗИВЫ ГАББРОИДОВ  
ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ - ВОЗМОЖНЫЕ НОСИТЕЛИ СКОПЛЕНИЙ  
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД

Работы поисково-съемочного характера, проводившиеся ранее на

Алтае, не были ориентированы на данный вид минерального сырья. интрузивы основного-ультраосновного состава лишь картировались, и только в некоторых случаях отмечалась дифференциация пород. Последнее в некоторой степени оправдано исключительно слабой обнаженностью массивов такого состава, локализацией рудных тел на глубине, отсутствием должной аппаратуры для обнаружения оруденения при исследованиях на уровне крупномасштабных геологических работ.

В качестве потенциальных носителей интересующего нас оруденения выделены дифференцированные массивы габброидов: Таловский и Суровский. Наибольший поисковый интерес представляет западная эндоконтактовая зона Таловского массива, который представляет в плане неправильный овал. По морфологии интрузивное тело - акмолит с выположенным западным крылом (нижний контакт имеет падение  $15-20^\circ$ ). Массив дифференцирован. Наблюдается следующий ряд пород: габбро-диориты (95% от общего объема) - пироксениты и габбро-диабазы (5%). В зоне эндоконтакта развиты небольшие тела пироксенитов, расцениваемых как выжимки с нижних горизонтов. Они местами несут видимую минерализацию пирротина, пентландита и халькопирита. По данным спектрального анализа рудоносные интервалы в пироксенитах содержат: меди 0,01-0,05 до 0,1%, никеля 0,1-0,15 до 0,4%.

В геофизических полях зона эндоконтакта Таловского интрузива выражена пониженным магнитным полем. К этой же зоне приурочены аномалии вызванной поляризации (ВП) и метода переходных процессов (МПП), совпадающие с телами пироксенитов, обогащенных сульфидами. Интенсивность аномалий достигает 8-10%. По предварительным данным, полученным методом ВЭЗ-ВП (вертикальным электроразведыванием - вызванной поляризации), в западной приподшенной части интрузива находится проводящее тело, погружающееся под углом  $10-15^\circ$  к востоку. Сопоставляя имеющиеся геолого-геофизические данные, мы можем предположить наличие здесь крупных скоплений медно-никелевых руд.

При оценке Суровского массива габброидов, являющегося продолжением Таловской интрузии, можно предположить, что и здесь в приподшенных частях возможны горизонты, имеющие пологое залегание и несущие, аналогично Таловским, медно-никелевое оруденение.

К ВОПРОСУ ПОИСКОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
В АРГАНАТИНСКОМ ПОДЪЯТИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Геологическое строение Арганатинского поднятия характеризуется насыщенностью герциновыми гранитоидными интрузиями в метаморфических вулканогенных и осадочных образованиях нижнего протерозоя. Оруденение редких и благородных металлов тесно связано с девонским магматизмом. В пространственном распределении эффузивных и интрузивных фаций последнего имеет место горизонтальная зональность. В описываемом районе к западу от краевого вулканического пояса, по мере приближения к Улутауской зоне, отмечается постепенное сокращение в разрезе комматов эффузивного ряда. На Арганатинском поднятии фиксируется в основном интрузивная фация при ничтожной роли эффузивных производных.

В северной части Улутауской складчатой системы известно несколько крупных гранитоидных массивов. Один из них – Арганатинский – расположен в восточной части описываемого поднятия и представляет собой, по данным гравимагнитных работ, слабоэродированный асимметричный лакколлит размером 37х17 км в плане. Нижняя его граница фиксируется на глубине 2300–3800 м. Вмещающими породами являются образования аралбайской серии, представленной внизу разреза первично-осадочными и кислыми вулканогенными породами пониженной плотности ( $2,64\text{--}2,66 \text{ г/см}^3$ ) и магнитной восприимчивости ( $6 - 165 \cdot 10^{-6} \text{ СГУ}$ ). В верхней части разреза свиты преобладают более плотные ( $2,84\text{--}2,92 \text{ г/см}^3$ ) и более магнитные (до  $1400\text{--}5500 \cdot 10^{-6} \text{ СГУ}$ ) вулканогенные породы основного состава. При интерпретации геофизических аномалий устанавливается четкое зональное строение Арганатинского плутона. В центральной части локальны отрицательными аномалиями силы тяжести фиксируются гранитные интрузии. По периферии положительным гравитационным полем выделяются диориты и гранодиориты. В магнитном поле первые выделяются положи-

тельными аномалиями, вторые – ближе к центру фиксируются отрицательными аномалиями. Горуды диорит–гранодиоритового ряда формировались по отношению к гранитам в ранний этап. При этом для интрузий среднего состава характерны признаки ассимиляции и контаминации.

По результатам геофизических методов выясняется закономерность пространственного размещения эндогенных рудопроявлений относительно Арганатинского плутона, выраженная в горизонтальной зональности. Последняя характеризуется последовательной сменой от центра плутона к периферии зон минерализации редких, благородных и цветных металлов. Рудопроявления и вторичные ореолы рассеяния элементов–спутников золота во внешней зоне плутона приурочиваются к диоритам и гранодиоритам. Подобная связь минерализации с интрузиями такого состава средних и малых глубин образования, как важная особенность металлогени района устанавливается также во многих других провинциях Казахстана (Нарсеев, Садовский, Садовская, 1973).

В описываемом районе в размещении эндогенной минерализации золота наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность. Она встречается во внутренней зоне плутона среди редкометалльных проявлений и во внешней – среди полиметаллических. Такая закономерность распределения золотого оруденения устанавливается в связи с зональностью размещения петрографических типов интрузивных пород Арганатинского плутона.

По результатам комплексных крупномасштабных геолого–геофизических работ установлено, что изученные рудопроявления тесно связываются с малыми интрузиями среднего состава степняковского типа магматизма, формировавшимися в результате гибридности интрузий гранодиоритов в толщах зеленокаменных пород нижнего протерозоя. Подобная петрология "степнякитов" и их связь с данным оруденением устанавливается во многих районах Казахстана в диапазоне времени от ордовика до перми (Абулкаримова, Анкинович, Каюпов, 1971; Нарсеев, Глоба, 1973).

В качестве примера рассмотрим рудопроявление в южной части Арганатинского плутона, где рудные тела расположены в малой интрузии кварцевых диоритов и представлены кварцевыми жилами и метасоматическими жильными зонами, приуроченными к системе трещин субмеридионального простирания с углами падения 30–50 на запад. Главные минеральные ассоциации – рудная – пирит, халькопирит, галенит, золото – и нерудная (жильная) – кварц, серицит. Околорудные изменения представлены березитизацией, пропилитизацией и окварцеванием пород. Установлена линейная корреляционная связь золото–свинец–молибден–серебро–медь ( $r = 0,53-0,95$ ). К рудопроявлению тяготеют вторич-

ные ореолы рассеяния молибдена, серебра и свинца, элементов-спутников золота. Зона оруденения оконтурилась ореолами рассеяния золота. Рудопроявление четко отмечается аномалиями вызванной поляризации (ВП) интенсивностью 4-9% на фоне 2%. Последние фиксируют участки пиритизации пород, которая сопровождает золотую минерализацию. Тело кварцевых диоритов на дневной поверхности окаймляется вторичными ореолами рассеяния никеля, хрома и кобальта, которые отражают повышенную основность вмещающих пород.

Собственно интрузия кварцевых диоритов в толще плотных и магнитных зеленокаменных пород отмечается локальными понижениями гравитационного и магнитного полей. По данным количественной интерпретации гравимагнитных аномалий тело кварцевых диоритов имеет сложную штокоподобную форму, прослеживается до глубины 600-700 м и является эндоконтактной фацией гранодиоритовой интрузии, которая в 3 км северо-восточнее выходит на современный эрозионный срез.

Данные количественной интерпретации аномалий силы тяжести показывают, что зеленокаменная толща, развитая в районе рудопроявления, является членом единой протерозойской моноклиальной структуры, осложненной интенсивными тектоническими подвижками. Не выходящие на дневную поверхность малые тела золотоносных кварцевых диоритов более уверенно выделяются высокоточной гравиразведкой. При прямых поисках глубоководных золоторудных объектов высокую эффективность показывают глубинная геохимическая съемка по первичным и вторичным ореолам и электроразведка методом ВП. Магниторазведка дает дополнительную информацию о составе пород верхней части геологического разреза.

Эти выводы позволяют целенаправленно проводить поисково-разведочные, геолого-геофизические и геохимические работы в Арғанатинском подъятии Центрального Казахстана.



ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СУРЬЯНОЙ  
И ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЖАНАН-ЧИНРАУСКОЙ ЗОНЕ  
(ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Описываемая рудная зона приурочена к Жанан-Чинрауской грабен-синклинали, ограниченной с северо-востока Жананским, а с юго-запада - Чинрауским разломами глубокого заложения. Между ними развита густая сеть более мелких нарушений, простирающихся, в основном, в северо-западном направлении, часто пересекающихся между собой. Падение их крутое (60-80°), преимущественно на северо-восток. Грабен-синклиналь сложена дислоцированными и в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными породами буконьской свиты (C<sub>1п</sub>-C<sub>2</sub>) и осадочно-вулканогенными образованиями майтабинской серии (?) C<sub>3</sub>.

Отложения буконьской свиты представлены грубым переслаиванием песчаников, гравелитов, алевролитов с редкими прослоями конгломератов (нижняя пачка) и тонким флишеидным переслаиванием углисто-глинистых сланцев, углистых алевролитов, алевролитов, аргиллитов и песчаников. Породы майтабинской серии представлены лавами андезитового, андезит-дацитового и дацитового состава с прослоями и линзами туфов и туфитов вишневого и темно-сиреневого цветов.

Геологическими исследованиями последних лет (Ю.И.Веренцов, 1968-1972 гг., А.М.Мисник, 1968-1971 гг.) в пределах Жанан-Чинрауской зоны выделено два типа минерализации: сурьмяный (в зонах дробления в телах субвулканических андезит-дацитов и дацитов) и золото-сульфидный (в осадочных отложениях буконьской свиты верхнего намора-среднего карбона).

Золото-сурьмяная минерализация в субвулканических андезит-дацитах и дацитах развита только в пределах зон катаклаза и брекчирования пород. Сами тела дацитов обычно подвержены штокверковому окварцеванию. Рудные интервалы густо насыщены кварц-антимонитовыми прожилками или представляют собой оруденелую брекчию, в которой обломки дацитов сцементированы антимонитом. Особенностью данного типа минерализации явля-

ется строгая локализация его в пределах тел дацитов. При выходе зон дробления во вмещающие осадочные породы оруденение в них не встречается. В отдельных прожилках кварц-карбонатного состава и в самих окварцованных дацитах очень редко отмечается вкрапленность золотоносного пирита и арсенопирита.

Золото-сульфидный тип минерализации широко распространен в отложениях буконьской свиты и связан с пачкой тонкого переслаивания углисто-глинистых сланцев, алевролитов, аргиллитов и песчаников. Рудные тела сложены углистыми аргиллитами, полимиктовыми песчаниками, реже конгломератами и туфами на глинистом и углисто-глинистом цементе с богатой вкрапленностью пирита и арсенопирита; залегают они согласно с вмещающими породами. Оруденение связано как с интенсивно окварцованными и рассланцованными, так и с неизменными, низкой степени регионального метаморфизма породами (преимущественно алевролиты). В редких случаях в последних по плоскостям рассланцовки отмечаются мелкие чешуйки вторичного золота. Оруденение в зонах распределено крайне неравномерно.

Основными структурными элементами, влияющими на размещение рудных полей, являются разломы северо-западного простирания и участки пересечения их субширотными нарушениями, где развиты линейновытянутые штокообразные тела андезит-дацитов и дацитов, переходящие иногда в лавовые потоки.

Основные рудопроявления в Жанан-Чинрауской грабен-синклинали приурочены к ее центральной части и юго-западному борту. Вдоль структуры на юго-восток интенсивность минерализации постепенно ослабевает. Все известные рудные поля расположены в местах напряженной тектонической обстановки, где наиболее близко подходят друг к другу зоны Жананского и Чинрауского разломов. На юго-востоке они расходятся, и Жананская зона затухает в районе Каскабулакской мульды. Здесь тип минерализации сменяется на медно-никелевый, связанный с недифференцированными интрузиями габбро-диоритового состава.

Второй причиной ослабления оруденения в юго-восточном направлении, вероятно, является фациальная смена пород. В разрезе начинают преобладать грубозернистые полимиктовые, вулканомиктовые песчаники и появляются кремнистые породы (сланцы, яшмоварциты) с пелитоморфными известняками в виде прослоев и линз. Встречающиеся кварцево-жильные поля являются безрудными.

Таким образом, сурьмяный тип минерализации описываемой зоны приурочен только к зонам дробления в субвулканических образованиях, огра-

ичен ими и нигде не выходит во вмещающие осадочные породы. Золото-урьмяный тип минерализации не имеет такого четкого структурного контроля и развит преимущественно в песчано-сланцевых отложениях, как интенсивно измененных, так и неизмененных.

М.М.Казанцев

### О СВЯЗИ ФОРМЫ ХРОМИТОВЫХ ТЕЛ С ИХ ПОЛОЖЕНИЕМ В ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВАХ КАЗАХСТАНА

С учетом научного значения и чисто практической целесообразности изучения морфологии хромитовых тел в гипербазитах Казахстана нами был обобщен и систематизирован материал по морфологии рудных тел известных хромитопроявлений Казахстана, являющихся одним из основных хромитоносных районов нашей страны. Хромитовое оруденение связано со значительным распространением на его территории гипербазитовых интрузивов, которые располагаются в виде многочисленных линейновытянутых поясов зон различной длины и ориентировки. В геологоструктурном отношении ни в большинстве случаев тяготеют к антиклинорным и реже синклинорным структурам, размещаясь на их крыльях и в сводовых частях, где отдельные массивы гипербазитов, по данным гравиметрических исследований Бекжанов, (1971), располагаются в зонах региональных глубинных разломов. Сложены гипербазитовые интрузивы серпентинизированными разностями перидотитов (гарцбургиты, дуниты, реже лерцолиты, верлиты); в подчиненных количествах имеют распространение пироксениты, трактолиты и абброиды (габбро, габбро-диабазы, диабазы). Возраст гипербазитовых интрузивов различный — от докембрия до среднекаменноугольного.

Наиболее крупные по масштабам месторождения хромитов в Казахстане приурочены к Кемпирсайско-Даульскому поясу гипербазитов, мелкие удоявления известны в гипербазитовых интрузиях Самаро-Компентинского, Чу-Балхашского, Шидерты-Экибастузского, Тектурмасского, Чарского и других поясов. Все известные хромитопроявления залегают среди подунитовых и алогарцбургитовых серпентинитов, в последнем случае —

в оторочке аподунитовых серпентинитов мощностью до 1,5–2 м. Контакты хромитовых тел с вмещающими их породами, как правило, резкие, четкие. Наиболее высокие хромитовые концентрации связаны с интрузивами гипербазитов, несущих повышенную магнезиальность ( $M:F = 8-12$ ) и относящихся к хромитоносной дунит-гардбургитовой формации.

Изучение морфологии хромитовых тел в гипербазитовых интрузивах Казахстана показало, что рудные тела хромитопроявлений имеют самые разнообразные формы и образовались в различных структурногеологических условиях. Согласно классификации форм рудных тел, предложенной А.Г.Ветехтиным (1941) и дополненной новейшими данными И.И.Бок (1970), эти формы можно свести к следующим основным видам и разновидностям.

1. Тела, развитые примерно одинаково по всем трем взаимно перпендикулярным направлениям (гнезда и шпильки округлых форм). Их размеры в диаметре колеблются от десятков сантиметров до первых метров. Примером могут служить рудные тела хромитопроявлений Чарского (Андреевское I, Батуриновское, Перятинское 2, Туловайское 2 месторождения) и Чу-Балхашского (рудопроявления Китчакбайское и Каратаьское 2) гипербазитовых поясов.

2. Тела, вытянутые в двух взаимно перпендикулярных направлениях, но короткие в третьем измерении (по мощности), жлобобразные, линзообразные и уплощенные широкообразные. Имеют размеры от первых метров до первых десятков и сотен метров по простиранию и до нескольких десятков метров по мощности. Примерами жлобобразных тел могут служить месторождения Аксу и Кызылское 2, расположенные соответственно в Саямаро-Конектинском и Чарском гипербазитовых поясах. Тела линзообразной формы наиболее часто встречаются в Чарском (месторождения Суук-Булакское, Букорское 2, Перятинское I), Чу-Балхашском (Штанское месторождение), Шидерты-Экибастузском (рудопроявления Бурунчеку, Караулчеку), Кемпирсайско-Драульском (месторождения Комсомольское, Геофизическое III и VI) и других гипербазитовых поясах. Уплощенные широкообразные формы имеют рудные тела месторождений Восход, Ильинское, Спорное в Кемпирсайском массиве.

3. Тела, сильно вытянутые только в одном направлении и короткие в двух других – при большем или меньшем равенстве измерений в коротких направлениях (столбообразные и трубообразные) – имеющие размеры по простиранию от первых десятков метров до первых километров, а в поперечнике – от первых метров до нескольких десятков метров. Примерами таковых являются рудные тела месторождений Миллионное, Алмаз-Жемчужное и Первомайское в Кемпирсайском массиве.

Тела, относящиеся к первой группе, развиты на различных горизонтах интрузивов, но чаще всего тяготеют к их верхним частям (Батамшинская группа месторождений в Кемпирсайском массиве; Суук-Булакская и Букорская группы месторождений в Чарском поясе; группа рудопроявлений Караулчеку в Шидерты-Экибастузском поясе и др.). Тела, относящиеся к второй группе, также встречаются на различных горизонтах интрузивов, но тяготеют преимущественно к средним их зонам (месторождения Комсомольское, Геофизическое III и VI в Кемпирсайском массиве). Тела, относящиеся к третьей группе, наиболее характерны для более глубоких горизонтов интрузивов и имеют отчетливую инъецированную природу (Миллионное, Алмаз-Жемчужное, Первомайское месторождения в Кемпирсайском массиве).

Рудные тела, относящиеся к первой группе, локализованы в небольших узлах тектонических нарушений без определенной строгой ориентировки последних. Тела второй группы локализованы на участках развития многочисленных, но более определенно ориентированных нарушений, а тела третьей группы – в тектонически ослабленных зонах на пересечениях немногочисленных по направлению нарушений.

Изучение морфологии хромитопоявлений показало, что в большинстве случаев все рассмотренные выше разновидности форм хромитовых тел в значительной степени усложнены изгибами, раздувами, пережимами, апофизами и тектоническими дислокациями. По характеру движений пострудные тектонические нарушения представлены сбросами и сбрососдвигами.

В.И.Кузнецов, Л.П.Ковбань, К.А.Пелевина

#### О ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ БЕТПАК-ДАЛЫ В ЮЖНОМ КАЗАХСТАНЕ

В процессе исследований изучался район горы Домбралтыгау в Южном Казахстане, где железистые кварциты известны на площади 30x10 км. Здесь в 1961 году на участке "Магнитный", расположенном в пределах юго-восточной части изученной площади, была околтурена магнитоаномаль-

ная зона северо-западного простирания с напряженностью 2500-4000 гамм. Одиночными неглубокими скважинами в эпицентрах аномальной зоны были вскрыты кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые и биотит-кварц-альбитовые сланцы. Природа аномальной зоны истолковывалась по-разному. Предполагалось, что скважины прошли между крутозалегающими рудными телами.

С целью установления морфологии, залегания и размеров рудонесных зон, а также для выяснения минерального состава и технологических свойств железистых кварцитов нами была обследована обнаженная площадь длиной по простиранию в 15 км, расположенная северо-западнее участка "Магнитный". На исследованной площади преобладают разнообразного состава метаморфические сланцы протерозоя, прослеживающиеся в экзоконтакте Кендырлыкского массива гранитоидов девонского возраста (Маркова, 1961). На северо-востоке площади они перекрыты красноцветными песчаниками девона. Метаморфические сланцы от зеленовато-серого до светло- и темно-бурого цвета, листоватые, нередко с хорошо выраженной полосчатостью, вероятно, унаследованной от слоистости исходных кварцевых песчаников, имеют существенно кварцевый состав с переменным количеством альбита, биотита, мусковита, хлорита и циркона. Из наложенных процессов наиболее интенсивно и довольно равномерно проявлена хлоритизация.

Железистые кварциты залегают среди сланцев в виде сближенных в пространстве пласто- и линзообразных тел с круглыми углами падения ( $70-85^{\circ}$ ) и обычно обнажаются на дневной поверхности в положительных участках рельефа с относительным превышением до 15-20 м. Оруденение в кварцитах по простиранию и вкrest слоистости весьма неравномерно - от убогого до богатого. Иногда оконтуриваются крутонаклонные столбообразные обособления руд. Наибольшим распространением пользуются полосчатые руды с чередованием рудных минералов и кварца. Реже встречаются неяснополосчатые и массивные (сплошные) руды.

Рудные минералы представлены магнетитом, который пользуется наибольшим преобладанием (до 60%) и характеризуется простыми изометричными формами зерен, гематитом, а также гидроокислами железа. Размеры их в поперечнике от 0,2-0,5 до 1 мм и редко более. Гематит присутствует в количестве от 1 до 15-20%. Четко выделяется гипогенный и гипергенный. Гематит первой генерации пластинчатый и тонкодисперсный, обуславливает полосчатость руд и имеет размеры зерен 0,02-0,04 мм. Вторая генерация представлена пластинками и тонкими табличками с размерами зерен до 0,3 мм в поперечнике. Магнетит встречается в виде оста-

точных зерен в мартите и очень редко образует их агрегатные скопления с размерами зерен от 0,4 до 1,0 мм. Под микроскопом в сплошных мартитизированных рудах зерна магнетита не имеют четких обособлений. Содержание магнетита в рудах колеблется от 1-2 до 25-30, редко достигает 40%. Гидроокислы железа, представленные гетитом и гидрогетитом, наблюдаются лишь в виде небольших расплывчатых обособлений.

Из нерудных минералов в кварцитах явно преобладает кварц, представленный двумя разновидностями. К первой относятся изометричные, чуть вытянутые по сланцеватости зерна кварца с размерами 0,5-1,0 мм, слагающие основную массу пород. Вторая разновидность характерна для контактов с рудными прослоями, где наблюдается перекристаллизация кварца, сопровождающаяся новообразованием более крупных (0,1-0,3 мм) призматических зерен его вокруг магнетита. Кроме того, довольно часто обособляется жильный кварц. Плотность различных разновидностей руд от 2,44 до 3,32 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость, за крайне редким исключением, опускается до  $350 \cdot 10^{-6}$  СГС и обычно колеблется в пределах  $800-1000 \cdot 10^{-6}$  СГС, а по единичным образцам сплошных руд получены значения, достигающие  $16200 \cdot 10^{-6}$  СГС.

Для установления принципиальной возможности обогащения железистых кварцитов в отделе обогащения КазИМСа Б.А.Каримовым испытывались три частные пробы, обработанные по общепринятой методике. Химическими анализами (%) в них соответственно определено: железа общего 27,3, 28,3 и 25,0; окиси марганца 0,029, 0,026 и 0,027; фосфора 0,09, 0,11 и 0,11; серы 0,06, 0,13 и 0,03.

Сухой магнитной сепарацией установлено, что с увеличением напряженности магнитного поля извлечение железа в магнитную фракцию возрастает, но содержание его в концентрате уменьшается. Объясняется это тем, что в магнитную фракцию переходит часть нерудных железосодержащих минералов, а также сростки рудных и нерудных минералов. Улучшения результатов сухой магнитной сепарации следует ожидать при меньших значениях напряженности магнитного поля. Однако это несколько снизит процент извлечения полезного компонента.

Проведенные нами работы, в совокупности с более ранними, пока не дают возможности сделать однозначную оценку промышленной значимости бетпақдалинских железистых кварцитов. Тем не менее их минеральный состав и результаты технологических исследований позволяют рассчитывать на возможность получения высококачественных концентратов (при мокрой магнитной сепарации). Поэтому оценочные работы в данном районе следует продолжить.

Анализ опубликованных и рукописных геологических материалов по

железистым кварцитам Южного Казахстана и более северных районов позволяет говорить о том, что от изученной нами площади, находящейся в пределах Чуйского геосинклинального поднятия, железистые кварциты прослеживаются прерывистой полосой до Карсакпайских железорудных месторождений и далее на север в Приишимье, где в последние годы выявлено несколько перспективных месторождений и рудопроявлений (Ащитасты, Мирное и др.). На сегодня в этой полосе, протяженностью до 1000 км, выявлены и с различной детальностью изучены многочисленные месторождения и рудопроявления. Необходимо систематически и планомерно изучать не только бетпақдалинский район, но и все указанные полосы с одновременным проведением более углубленных исследований обогатимости руд. Наибольший интерес должны представлять участки железистых кварцитов, подверженные высокотемпературному прогреву, главным образом в экзоконтактах интрузивов. На таких участках исходные гематитовые кварциты преобразованы в существенно магнетитовые. Пока это явление зафиксировано лишь на южном (описанный нами участок) и северном (Ащитастинское месторождение) окончаниях упомянутой полосы железистых кварцитов. Но, судя по данным магнитометрических съемок, перекрывающих разрозненные площади железистых кварцитов, возможно выявление и нескольких других подобных участков. Поэтому есть все основания надеяться, что за счет легко обогатимых железистых кварцитов существенно магнетитового состава в ближайшие годы будет значительно расширена железорудная база черной металлургии Казахстана.

А. Г. Ванчугов

О ПРИРОДЕ СЛАБОИНТЕНСИВНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ  
НА НЕКОТОРЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ  
ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Как известно, при поисках месторождений железа с помощью магниторазведки основным критерием оценки перспективности аномалий являются их энергетические характеристики. Намагничиваясь под влиянием внешнего магнитного поля, магнитные руды создают собственное поле, которое



в общем случае обусловлено двумя видами намагниченности: индуктивной  $J_i$ , вызванной действием современного геомагнитного поля, и остаточной  $J_n$ , приобретенной в предшествующее геологическое время. Связь между напряженностью аномального поля и магнитными свойствами может быть приближенно выражена формулой  $Z = 2\pi(J_i + J_n)$ . Индуктивная и остаточная намагниченности — величины векторные, но направления их векторов практически не совпадают. Причем если вектор  $J_i$  ориентирован в направлении современного намагничивающего поля, то направление вектора  $J_n$  может быть самым различным, существенно зависящим от регенерации и изменения руд наложенными процессами гидротермального метаморфизма, метасоматоза, динамометаморфизма при складкообразовании и т.п. Если вектор остаточной намагниченности направлен противоположно индуцированному и по величине превосходит последний, то наблюдаемое магнитное поле будет обратного знака (как например на Ангаро-Илимских железорудных месторождениях). Поэтому слабая интенсивность магнитного поля не всегда может быть признаком "безрудности" аномалий. Это подтверждается результатами проведенных нами исследований на некоторых железорудных месторождениях Восточного Казахстана.

На Чесноковском месторождении магнетитовых кварцитов (Восточно-Казахстанская область) напряженность аномалий обычно колеблется в пределах 1000–3000 гамм. По данным количественной интерпретации, магнитное поле объясняется безрудными возмущающими объектами с расчетной магнитной восприимчивостью  $3000-10000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Фактически же объекты представлены в основном сильномагнитными разностями магнетитовых кварцитов, восприимчивость которых изменяется в пределах  $30000-80000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Такое несоответствие объясняется компенсацией индуцированного намагничивания остаточным. Одновременно с этим разнополярность остаточной намагниченности оказывает влияние и на соотношение ширины аномалий с мощностью рудных тел. Например, судя по максимальным градиентам, на северном фланге аномалия над пятым рудным телом имеет ширину 5 м, а вскрытая видимая мощность руд фактически в пять раз больше — 25 м, что, по-видимому, обусловлено суммарным аномальным эффектом от противоположно намагниченных объектов.

Описанные явления могут быть вызваны: переменным залеганием рудных тел (от восточного до вертикального и обратного западного), наличием послерудных разломов и неравномерным метаморфизмом руд.

На Таловском месторождении магнетитовых кварцитов (Восточно-Казахстанская область) разнополярность остаточной намагниченности рудных

тел обуславливает смену знака магнитных аномалий по простиранию. Так на северо-западном фланге месторождения руды отмечаются интенсивной положительной аномалией (16000 гамм), постепенно затухающей и переходящей на его юго-восточном фланге в отрицательную, с напряженностью около -3000 гамм. Остаточная намагниченность руд юго-восточного фланга месторождения имеет как северо-западное, так и северо-восточное склонение (данные замеров по ориентированным образцам руд). Причем для первого из них характерно отрицательное наклонение ( $-5 \pm -42^\circ$ ) и высокие значения  $J_n$ , достигающие  $252000 \cdot 10^{-6}$  СГС, для второго - положительное наклонение ( $+1 \pm +44^\circ$ ) и величина намагниченности, не превосходящая  $61000 \cdot 10^{-6}$  СГС. Но поскольку выявленная здесь аномалия имеет отрицательный знак, рудные тела в целом, видимо, имеют обратную намагниченность.

Обратное направление вектора остаточной намагниченности данного месторождения, как и вышеописанного Чесноковского, скорее всего обусловлено перемагничиванием отдельных участков рудных тел под влиянием наложенных процессов метасоматоза и динамометаморфизма при складкообразовании. На это указывает слабый метаморфизм руд и пологое (до  $40-50^\circ$ ) падение к востоку рудных тел на северо-западном фланге и более интенсивный метаморфизм руд и кругое обратное падение их на юго-востоке.

Если на рассмотренных месторождениях железистых кварцитов Восточно-Казахстанской области наблюдается смена полярности намагниченности и знака аномалий чаще по простиранию рудной зоны, то на Карлыбулакском месторождении скарново-магнетитовых руд (Семипалатинская область) смена полярности аномалий происходит в основном вкост простирания скарново-рудных зон. Изучение магнитных свойств показало, что у руд, отмечающихся положительной аномалией, векторы остаточной намагниченности направлены обычно в нижнее полупространство и в верхнее - у руд, фиксирующихся отрицательной аномалией. Нормально намагниченные руды имеют величину остаточной намагниченности  $800-92000 \cdot 10^{-6}$  СГС при наклонении  $+11 \pm +23^\circ$ , обратно намагниченные - соответственно равны  $4900-72000 \cdot 10^{-6}$  СГС и  $-51 \pm -83^\circ$ . Вероятно, руды на месторождении первоначально были намагничены нормально. Но претерпев интенсивный прогрев и перекристаллизацию вдоль контактов с послерудными дайковыми телами, отдельные рудные участки перемагнитились под влиянием полей, создаваемых менее измененными рудными телами, и приобрели обратную намагниченность. В то же время магнитная восприимчивость тех и других руд отличается незначительно и имеет интервал изменения (20000-

30000 · 10<sup>-6</sup> СГС).

Общей особенностью большинства месторождений и рудопроявлений Восточного Казахстана является то, что их руды часто представляют собой синхронные среднедевонскому вулканизму образования типа железистых кварцитов, во многих случаях сильно регенерированных и измененных гидротермальным метаморфизмом, метасоматозом и динамометаморфизмом при складкообразовании. Все это создало определенные трудности в изучении их геологического строения, интерпретации физических полей и расшифровке перспектив. Но, вместе с тем, хорошая обнаженность рудных тел некоторых месторождений позволяет выполнять здесь разнообразные углубленные геофизические исследования, высокой эффективности которых в других железорудных районах добиться трудно.

Учет этих фактических данных расширяет площади поисковых работ на железо в Восточном Казахстане и позволяет объективнее оценить перспективы каждого изучаемого железорудного объекта.

О.А.Сокольников

#### СВЯЗЬ РУДОКАЛИЗУЮЩИХ СИСТЕМ И ПОСТРУДНОЙ ТЕКТониКИ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ КАРАГАЙЛЫ-АКТАС

Карагайлы-Актасское рудное поле расположено в Северной структурно-фациальной зоне Тянь-Шаня (Южный Казахстан). Рудовмещающими породами являются мраморизованные известняки и доломиты, прорванные дайкой альбитизированных гранитов со следами тектонических перемещений на контактах. Рудные тела представлены кварц-полевошпатово-слюдяными жилами и прожилками с касситеритовой и вольфрамитовой минерализацией. Рудное поле приурочено к узкому (2-3 км) грабенообразному блоку, ограниченному крупными субширотными разломами раннекаледонского заложения. Разрывные нарушения меньшего масштаба (Южный разлом) определили границы локально опущенных блоков, соответствующих грабенам более высоких порядков. Эти нарушения в настоящее время представлены зонами интенсивного смятия, где породы рассланцованы, раздроблены и подверглись гра-

фитизации, ожелезнению, окварцеванию. Падение зон ( $60-70^{\circ}$ ) — на юг.

В результате перемещений по Южному разлому на рудном поле были заложены две системы оперяющих нарушений. Первая ориентирована в северо-западном направлении ( $285-310^{\circ}$ ) с падением на юго-запад под углами  $50-90^{\circ}$ , вторая — в северо-восточном направлении ( $60-70^{\circ}$ ) с падением на юго-восток под углами  $50-70^{\circ}$ . По классификации Ф.И. Вольфсона нарушения первой системы следует отнести к трещинам отрыва, второй — к трещинам скола.

К северо-западной системе относится Центральный разлом, явившийся основной дайколокализующей, впоследствии рудораспределяющей (по В.И. Смирнову) структурой. Северо-восточная система разломов является естественной границей месторождения Карагайлы-Актас и рудопоявлений "Новый" и "Восточный".

Длительная геологическая история разноориентированных систем разрывных нарушений вызвала их неоднократное подновление, сопровождаемое внедрением даек кислого состава и перемещениями по ним отдельных блоков пород. Последнее, в свою очередь, приводило к образованию трещинных систем оперяющего характера по отношению к сместителям — Центральному и субпараллельному ему (участок "Восточный") разломам. На одном из ранних этапов развития эта трещинная сеть явилась локализатором рудоносных растворов и определила основные морфоструктурные особенности месторождения. Последующие тектонические подвижки привели к перемещению отдельных участков рудных тел и месторождения относительно друг друга и образованию пострудных оперяющих нарушений, в значительной степени завалулировавших трещинную сеть рудного этапа.

Отсутствие на месторождении четко выраженной минералогической зональности предопределило изучение характера пострудной трещиноватости как основы для выявления положения смещенных частей месторождения относительно друг друга по вертикали. Границами последних явились разломы северо-восточного простирания. Наблюдения над зеркалами скольжения тектонитов Центрального разлома позволили однозначно классифицировать взаимное перемещение пород всячяго и лежачего боков, определить близкий к вертикальному сдвиг пород лежачего бока разлома по отношению к всячяему вниз и в юго-восточном направлении. К подобным же выводам приводят наблюдения над характером выклинивания борозд, оставленных галькой известняков в тектонитах Центрального разлома.

Угловое несогласие между положением сместителя и плоскостью перемещения пород (зеркала скольжения) невелико (около  $5^{\circ}$  в горизонтальной и вертикальной плоскостях). Построение диаграммы распределе-

ния пострудных трещин на месторождении позволило выделить локальные максимумы трещиноватости. Последняя наиболее широко развита в диапазоне, определяемом азимутами линий падения  $208-230^{\circ}$  и углами падения  $58-78^{\circ}$ . Данная величина по моделям тектонических перемещений Ф.И. Вольфсона (1953) и с учетом указанной выше ориентировки сместителя (Центрального разлома) соответствует области развития трещин отрыва. Это подтверждается текстурными особенностями трещин указанной ориентировки: их приоткрытостью, неровной зернистой поверхностью и отсутствием следов перемещений.

Построение диаграммы распределения рудных жил на месторождении также позволило выделить локальные максимумы рудолокализирующей трещиноватости (азимуты линий падения  $210-230^{\circ}$ , углы падения  $52-75^{\circ}$ ), которые практически полностью соответствуют ориентировке пострудной трещиноватости.

Совпадение ориентировки двух сдвинутых относительно друг друга во времени оперяющих трещинных систем при наличии долгоживущего сместителя предопределяет единство причин их образования. Это позволяет классифицировать тектонические перемещения этапа рудообразования как *обрососдвиг* по Центральному разлому в юго-восточном направлении. В этом случае максимум рудолокализирующей трещиноватости соответствует области распространения оперяющих трещин отрыва. Последнее подтверждается результатами наблюдения над гребнями рудолокализирующей трещины (жила № 34I), определившими направление растягивающего усилия по азимуту  $220^{\circ}$  при угле воздымания  $10^{\circ}$ .

Проведенный анализ позволил однозначно подойти к решению ряда вопросов, связанных с геологией и разведкой месторождения Карагайлы-Актас.

О.А.Сокольников, В.А.Бирюлин

### ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ НА КАРАГАЙЛЫ-АКТАССКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Месторождение Карагайлы-Актас расположено в Северной структурно-формационной зоне (Тянь-Шаньский подвижный пояс). Рудовмещающими породами являются мраморизованные известняки и доломиты среднего-верхнего кембрия, а также прорывающая их в западной части месторождения дайка альбитизированных гранитов. Оруденение представлено развитыми в известняках и гранитах кварц-полевошпат-топаз-слюдяными жилами и прожилками с касситеритом и вольфрамитом. Здесь же развиты два пространственно строго локализованных типа оруденения: рудные тела первого представлены жильными зонами штокверкового типа в альбитизированных гранитах дайки, тяготеющими к ее висячему боку (Западный участок), второго - жилами в мраморизованных известняках (Восточный участок).

Различная степень изученности месторождений указывает на необходимость анализа изменчивости на ее различных структурных геолого-промышленных уровнях (по терминологии А.Б.Каждана). В качестве таковых принимались уровни разведочного горизонта и рудного тела (уровни продуктивной зоны и продуктивной залежи). Различие в морфоструктурных типах руд предопределяет проведение анализа отдельно по Восточному и Западному участкам.

Величина шага наблюдений для построения вариограммы по простиранию разведочного горизонта принималась равной наименьшему расстоянию между разведочными выработками на горизонте (20 м). Аналогичная величина для построения вариограммы вкрест простирания горизонта определялась преобладающим размером секции опробования (1 м).

Практически все вариограммы, полученные по Западному участку месторождения, следует отнести к второму типу (по классификации Ж.Матерона). Они характеризуют изменчивость содержания полезного компонента как "непрерывную в среднем".

Вариограммы изменчивости оруденения вквост простирания Восточного участка относятся к четвертому типу вышеуказанной классификации. Изменчивость оруденения по простиранию этого участка (из-за недостаточности разведочных пересечений) определена как случайная путем сопоставления ряда параллельных вариограмм, ориентированных вквост простирания рудо локализирующих структур участка.

При анализе изменчивости оруденения на уровне рудных тел авторы выделяют два аспекта: 1) изменчивость рудных тел по положению в пространстве; 2) изменчивость содержаний полезных компонентов в рудном теле. Анализ первого из них базировался на выявлении литологического и структурного контроля оруденения (взаиморасположение рудо контролирующих структур и механических свойств пород). Морфологические отличия в строении рудных тел, заключенных в дайки альбитизированных гранитов и в мраморизованных известняках обусловлены физико-механическими свойствами горных пород: крепостью, вязкостью, пористостью, степенью удельного сопротивления на разрыв и срез и т.д. Наиболее благоприятными породами месторождения для образования довольно выдержанной трещинной сети оказались известняки, тогда как в гранитах руды локализируются в мелких, невыдержанных, сближенных трещинах.

При анализе изменчивости содержаний полезных компонентов в рудных телах выделяются два момента: 1) изменчивость в зависимости от ориентировки рудовмещающих элементов; 2) характер изменчивости в поперечных сечениях этих элементов и по их простиранию. Определение изменчивости производится раздельно для рудных зон и жил.

Изменение содержаний олова и трехокси вольфрама не обнаруживает какой-либо значительной корреляционной связи с ориентировкой жил и прожилков. Изучение изменчивости содержания по простиранию рудных зон Западного участка месторождения из-за малого количества сквозных пересечений заключалось в сопоставлении вариограмм, полученных по направлению мощности зон. Вариограммы изменчивости содержания вквост простирания рудных зон следует отнести к промежуточному между третьим и четвертым типами с явным преобладанием последнего. Вариограммы третьего типа, не проходящие через начало координат, отражают резкую локальную изменчивость признака и соответствуют пространственным переменным, не обладающим непрерывностью даже в среднем (эффект самородков). На глубинных горизонтах месторождения развита чисто случайная изменчивость.

О характере изменчивости содержаний полезных компонентов в поперечных сечениях рудных жил Восточного участка судить трудно в связи с их малой мощностью. Вариограммы, полученные по простиранию разведанных

рудных жил свидетельствуют о чисто случайном характере изменчивости оруденения.

Таким образом, чисто случайная изменчивость оруденения в рудных телах месторождения Карагайлы-Актас на уровне разведочного горизонта приобретает достаточно отчетливо выраженную закономерную составляющую. Это позволило выбрать рациональную методику расчета плотности разведочной сети для стадий предварительной и детальной разведки месторождения.

В.А.Глаголев, Ю.А.Назаров

ПЛАСТООБРАЗНАЯ ЗОНА ДРОБЛЕНИЯ В ПЕСЧАНИКАХ ТАСКУДУКСКОЙ  
СВИТЫ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЖЕЗКАЗГАН И ДЖЕЗДЫ  
(ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Во время полевых работ 1973 года в таскудукской свите нижнего карбона, слагающей северо-восточный борт Кумолинской синклинали, обнаружены тонкие линзы черно-бурых песчаников, оказавшиеся при микроскопическом изучении пластообразными зонами дробления. Установлено три пластообразные линзы (0,2х50 м), находящихся на одном стратиграфическом уровне и залегающих согласно с вмещающими породами.

Пластообразные зоны резко отличаются от всех других структур таскудукской и джезказганской свит раздробленностью и относительной выдержанностью. Они тяготеют к близко расположенным тектоническим разломам меридионального направления, осложняющим северо-восточный перегиб борта синклинали. На прямолинейных участках бортов подобных структур не обнаружено. Черно-бурые и вмещающие их серовато-бурые песчаники сложены одинаковым среднезернистым кластическим материалом полиминерального состава. Зерна кварца и полевого шпата регенерированы и корродированы карбонатным и железистым веществом цемента и, позднее, рудным минералом группы псиломелана. В черно-бурых песчаниках цемент и зерна плагиоклаза почти полностью замещены рудным минералом. Первоначальный состав цемента пока не установлен. В серовато-бурых песчаниках рудных минералов в цементе

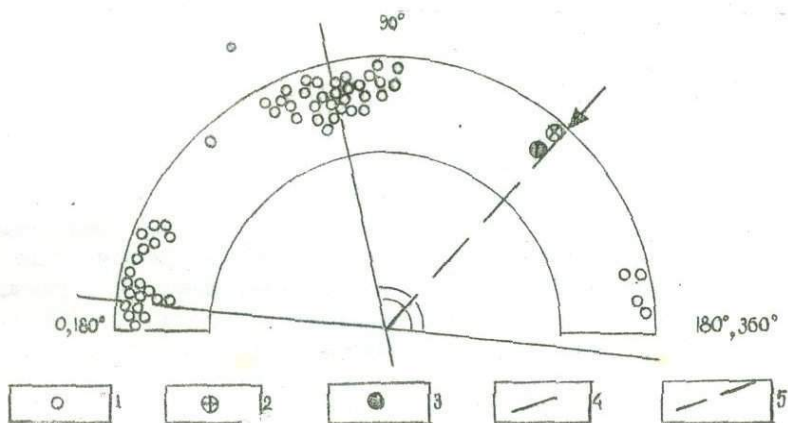


значительно меньше, они только в некоторых местах замещают первичный регенерационно-поровый карбонатно-железисто-кремнистый цемент, незначительно корродируя обломочные зерна. Проникновения рудного вещества по трещинам в обломочные зерна не отмечается. Спектральный анализ черно-бурых песчаников показал повышенное в 10-20 раз, по сравнению с другими песчаниками таскудукской свиты, содержание марганца, бария и меди. Локальный спектральный анализ рудных минералов в полированном шлифе также установил присутствие в них меди (до десятых долей процента). Аналогичная закономерность установлена Б.У. Урумбаевым для марганцевых руд месторождения Джебды. В песчаниках других горизонтов таскудукской и джебказганской свит такой связи между содержаниями марганца, бария и меди не установлено.

В зоне соприкосновения черно- и серовато-бурых песчаников трещины, раскалывающие породу, параллельны их контакту. По мере удаления от последнего, в пределах 10 мм, ориентировка трещин становится все более беспорядочной. Обе разновидности песчаников несут следы воздействия стресса в виде структур деформации в зернах кварца и полевого шпата. Составлена диаграмма ориентировок трещин пластинок деформации в кварце и поверхности напластования. Направление структур деформации в зернах черно- и серовато-бурого песчаников идентично. Анализируя эти структуры, можно высказать предположение о направленности вектора тектонического напряжения, по-видимому, совпадающего с направлением трещиноватости (Г.Д. Ажгирей, 1966; J.M. Christie, C.B. Raleigh, 1959). Трещины в черно-буром песчанике можно классифицировать как трещины отрыва.

Четкая взаимосвязь ориентировок деформационных пластинок в кварце и трещин, разбивающих породу, говорит о том, что процесс дробления шел в породе, прошедшей стадию диагенеза: в пластическом осадке образование структур деформации в зернах кристаллов или согласованное растрескивание их невозможно. Это позволяет нам сделать вывод об эндогенном ее образовании. Однако однозначно определить причину образования такой зоны дробления пока не представляется возможным. Воздействие тектонических процессов несомненно, они послужили лишь необходимым, но отнюдь не достаточным условием проявления дробления в столь четко ограниченном слое.

Факт возможности образования подобных зон дробления представляет значительный интерес, если учесть широкое развитие в Центральном Казахстане стратиформных месторождений и рудопроявлений, в образовании которых, по К.И. Сатпаеву (1936-1961), послонные нарушения игра-



Р и с у н о к . Ориентировка поверхностей трансляций в плоскости случайно ориентированного среза:  
 1 - ориентировка поверхностей трансляций; 2 - ориентировка линии контакта бурых и буровато-серых песчаников; 3 - общая ориентировка трещин в зернах кварца; 4 - усредненная ориентировка поверхностей трансляций; 5 - вектор тектонического напряжения

ли значительную роль. На большое рудоконтролирующее значение внутри межпластовых зон нарушений для Дзезизаганского месторождения указывали С.Ш.Сейфуллин и Н.Н.Нуралин (1964).

В.А. Бирюлин

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОРУДНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ГРЕХОВСКОЕ П

Полиметаллическое оруднение месторождения Греховское П на Рудном Алтае имеет прожилково-вкрапленный характер. Геологические границы рудных тел отсутствуют, а промышленные контуры оруднения устанавливаются по данным опробования. Рудные тела имеют пластовые и линзообразные формы (по данным буровых скважин), а вскрытие их подземными горными выработками позволило выявить весьма прихотливую, с многочисленными заливами и апофизами, конфигурацию.

Для анализа соответствия принятой разведочной сети морфоструктурным особенностям рудных тел месторождения выбрано наиболее характерное по своим осредненным параметрам рудное тело А, имеющее форму сильно вытянутой ветвящейся линзы. На ранних стадиях работ разведка осуществлялась буровыми скважинами по сети 100x100 м с последующим сгущением (особенно на верхних горизонтах) до 50x50 м. Месторождение относили к второй группе по сложности разведки. Впоследствии, с развитием горных работ, это положение было пересмотрено и оно было отнесено к третьей группе.

Горные работы проводились по сети 30-40 x 50 м (при высоте этажа 45 м). На первом горизонте пройдены квершлаг через 100 м, орты из рудных штреков проходились через 30-40 м. На втором горизонте был пройден капитальный квершлаг, а из него по рудным телам велись рудные штреки, орты из которых проходились через 30 м.

Анализ распределения свинца, цинка и меди на планах опробования горизонтов горных выработок и разрезах проводился по классам содержания, выделенным по вариационным кривым.

Внутри рудных тел четко выделяются участки, своими очертаниями отвечающие форме линз, чечевиц и линейновытянутых зон с повышенным содержанием полезных компонентов. Встречаются прослои пустых пород.

Распределение свинцового оруденения сложное. Части раздувы рудных тел. В плане их размеры по простиранию не превышают 70–80 м. Наблюдается четкая перемежаемость руд (в среднем 30,8 м) с различными содержаниями свинца. Ровнее распределен цинк. Размеры обогащенных зон (длина по простиранию) достигают IIO–II5 м (в среднем 89 м). Богатые медью участки в пределах рудных зон встречаются редко. Их размеры не превышают 10–20 м (в среднем 14,3).

По вертикали анализ распределения содержаний производился по разрезам. При достаточно густой сети выработок участки богатых руд имеют гораздо большие размеры, чем по простиранию (I70–I75 м). Средние их размеры по падению: для свинца – 102, для цинка – 39, для меди – 50 м. Проведенный анализ позволяет говорить о том, что в вертикальном измерении размеры зон превышают их размеры по простиранию и что степень изменчивости тел по простиранию выше, чем по падению.

Одним из методов изучения изменчивости признака являются методы геостатистики (Ж.Матерон, 1968). Анализировались вариограммы, построенные по сечениям рудного тела А. Они отстраивались по данным опробования сквозного пересечения: на оси абсцисс откладывается шаг наблюдений  $d$  в метрах, на оси ординат фиксированные значения дисперсии логарифмов содержаний  $\sigma^2$  (их разность для каждого шага наблюдений). Обычно вариограмма представляется возрастающей функцией шага наблюдений  $d$ .

Вариограммы по горизонтам принадлежат к линейному типу с незначительной тенденцией к случайному, построенные по падению – к ярко выраженному линейному типу. Вариограммы по горизонтали и вертикали отличаются также и углами наклона. Горизонтальные графики синтезировались в один на полулгарифмическом бланке.

Проведенные исследования позволяют еще раз убедиться в том, что в изменчивости линейного запаса рудного тела А явно имеется анизотропия: степень изменчивости по простиранию в 2 раза выше, чем по падению тела. Это находится в полном соответствии с результатами анализа распределения полезных компонентов по горизонтам горных работ и разрезам. Выявленная анизотропия в схеме изменчивости рудного тела связана с удлинением богатых (бедных) "окон" по падению. Значит, в рудном теле рудообразующие минералы компонуются в крутопогружающиеся рудные столбы небольших размеров, которые в плане, примыкая друг к другу,

находясь параллельно, кулисообразно заходя друг за друга, образуют линейновытянутую рудную зону, имеющую крайне неровные очертания.

Проведенный анализ позволяет рекомендовать изменение формы разведочной сети, принятой на месторождении (сеть с соотношением сторон 2:1, из которых большая расположена по падению тела на всех стадиях изучения месторождения). Это позволит резко снизить имеющиеся расхождения в увязке рудных тел по данным буровой и горной разведки.

В.М.Чернов

#### О ВЗАИМОСООТНОШЕНИИ КВАРЦЕВОМОЛИБДЕНОВОГО И ШТОКВЕРКОВОГО МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНО-КОУНРАДСКОМ ГРАНИТНОМ МАССИВЕ

Восточно-Коунрадский гранитный массив имеет изометричную форму, расположен в Северо-Западном Прибалхашье, сложен мелко- и среднезернистыми гранитами предположительно пермского возраста, прорезан дайками гранит-порфиров, диоритовых порфиров и жилами аплитов. В массиве широко развиты кварцевые жилы с молибденитом, вольфрамитом и висмутином, а также многочисленные мелкие кварц-молибденитовые прожилки, образующие штокверк.

Восточно-Коунрадское месторождение представлено монометалльными молибденитовыми жилами субширотного и северо-западного направлений и многочисленными кварц-молибденитовыми прожилками. Наиболее интересной представляется здесь часть штокверка, расположенная между кварц-молибденитовыми жилами 4I, 47, 60 и 63.

Северо-Коунрадское месторождение приурочено к трещинной зоне северо-западного направления, почти параллельной северо-восточному контакту гранитного массива с вмещающими породами. Представлено оно жилами северо-западного и северо-восточного направлений, несущими молибден-вольфрам-висмутовое оруденение, где также установлено наличие кварц-молибденитового штокверка.

На Восточном (горизонты II0, 220 и 290 м) и Северном Коунраде

(горизонты 80 и 150 м) было произведено соответственно по 750 и 450 замеров элементов залегания трещин отдельности в гранитах и такое же количество замеров кварц-молибденитовых прожилков. Анализ построенных полюсных диаграмм трещиноватости показал, что совпадение элементов залегания трещин в гранитах кварц-молибденитовыми прожилками наблюдается только в 20-25% случаев. Очевидно, только эти 20-25% наложенных трещин, заполненных жильным кварцем, являются эндокинетическими. Рудные жилы как Восточного, так и Северного Коунрада по положению в пространстве не совпадают с трещинами отдельности в гранитах и с кварц-молибденитовыми прожилками штокверка, а секут их. Следовательно, кварц-молибденитовые прожилки обоих месторождений образовались несколько позже рудоносных жил. Структурная связь между кварц-молибденитовыми прожилками штокверка и рудными жилами Восточного и Северного Коунрада или не устанавливается или отсутствует. Вероятно, это самостоятельные рудовмещающие структуры, образовавшиеся одновременно и при различно направленных деформирующих усилиях.

Наряду со сходством рудовмещающих структур рассматриваемых месторождений, наблюдается существенное различие в количественном отношении оруденения. По данным опробования Восточно-Коунрадского молибденового штокверка, 80% проб имеет повышенное и практически интересное содержание, а в штокверке Северного Коунрада повышенное содержание имеет лишь 30% проб. Столь резкое различие близко расположенных месторождений, находящихся в одинаковых геолого-структурных условиях, объясняется, вероятно, приуроченностью их к различным интрузивным фазам вмещающих пород.

Л. Г. Николаев

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ СЕРЕБРА, ЗОЛОТА И ОБ ИХ ОТНОШЕНИИ  
НА ЗОЛОТУШИНСКОМ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ  
(РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Закономерности распределения золота и серебра в рудах, измененных породах и основных рудообразующих минералах полиметаллических и золото-рудных месторождений отражены в многочисленных работах (Goldschmidt, Peters, 1932; Шрбина, 1956; Вакинов, 1961; Красников, 1965, 1967; Boyle, 1968; Хетагуров, 1969; Еспаев, Пронин, 1970; Амирян, Тунян, 1971; Сибириков, Вендик и др.). Серебро-золотое отношение в них рассматривается как геохимический индикатор оруденения. Мы попытались проследить изменение этого показателя и средних содержаний золота и серебра в однотипных рудах и метасоматитах Золотушинского месторождения на четырех гипсометрических уровнях.

Полученные результаты базируются на большом числе пробирных и количественных спектрографических анализов, чувствительность которых равна: на золото - 0,2 и 0,005 г/т, на серебро - 0,2 и 0,1 г/т. Пробы отбирались по керну буровых сваев на четырех горизонтах месторождения. На каждом из них в рудах и породах подсчитывались среднеарифметические содержания серебра и золота. Величина отношения этих элементов определялась как частное от деления средних содержаний.

Оруденение Золотушинского месторождения сформировано в три последовательные стадии: дорудную гидротермально-метасоматическую, медно-колчеданную и полиметаллическую. В первую из них вмещающие породы подверглись интенсивным изменениям: серицитизации, хлоритизации, окварцеванию и пиритизации. С медноколчеданной стадией связано отложение существенно медных, медноколчеданных и медно-цинковых, а с последней - полиметаллических и барит-полиметаллических руд. Процесс минералоб-

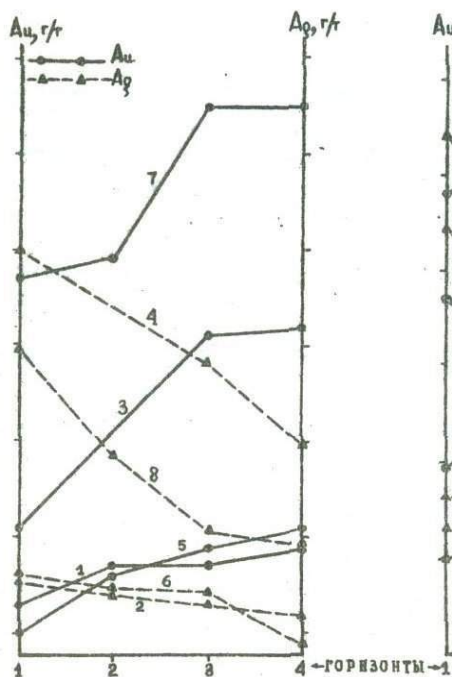
разования завершился формированием кварц-карбонатных прожилков, не несущих сульфидного оруденения.

Золото и серебро встречаются во всех типах руд и измененных породах. Распределение их удовлетворительно аппроксимируется логнормальным законом. Вариационный размах содержаний весьма значителен: для серебра от 0,1 и менее до  $n:100$  г/т, для золота — гораздо ниже. Оба элемента преимущественно концентрируются в полиметаллических и барит-полиметаллических рудах. Содержание золота и серебра в них соответственно в 20 и 100 раз выше, чем в метасоматитах. В последних количество благородных металлов превышает их кларковые содержания. С глубиной от первого горизонта к четвертому концентрация серебра в однотипных рудах заметно падает (рис. 1, 2). Наиболее резко это проявлено в сплошных разновидностях руд. На нижнем горизонте его обычно в 2-3 раза меньше, чем на верхнем, что обусловлено уменьшением в рудах количества галенита и блеклых руд и повышенным содержанием халькопирита. Также отчетливо (в 4 раза) снижается к последнему горизонту сереброносность дорудноизмененных пород. Понижение концентраций серебра с глубиной во вкрапленном оруденении выражено нечетко, но более однообразно. Содержание золота в рудах на глубоких горизонтах месторождения, наоборот, существенно возрастает (см. рис. 1, 2). Исключение составляют лишь метасоматиты и сплошные руды полиметаллической стадии. Золотоносность первых, близкая к среднему значению, остается примерно одинаковой на всех уровнях месторождения. Объем и состав руд с глубиной заметно изменяются. В сплошном полиметаллическом оруденении увеличивается количество меди и понижается — свинца и цинка, а барит-полиметаллические руды ниже третьего горизонта практически полностью отсутствуют. При этом, если в первых концентрация золота с глубиной возрастает, хотя и с некоторыми отклонениями, то во вторых она вначале увеличивается, а затем снижается. Наиболее контрастно в сравнении со сплошным возрастает содержание золота во вкрапленном оруденении.

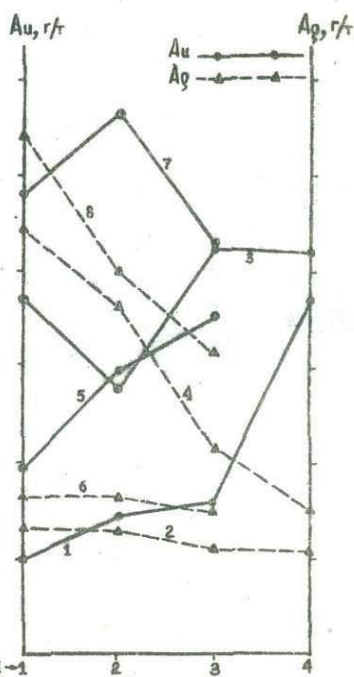
Аналогично средним содержаниям элементов распределены на перечисленных горизонтах отношения золота и серебра к сумме цветных металлов. С глубиной относительное количество серебра отчетливо снижается, а относительное количество золота ведет себя сложнее, но, в целом, имеет тенденцию к увеличению.

Минимальная величина серебро-золотого отношения установлена в измененных породах. На последнем горизонте месторождения она почти не отличается от среднего значения (20) для земной коры.





Р и с. 1. График зависимости содержаний Au и Ag от глубины залегания руд медноколчеданной стадии. Медноколчеданные руды: 1, 2 - вкрапленные; 3, 4 - сплошные; медно-цинковые руды: 5, 6 - вкрапленные; 7, 8 - сплошные



Р и с. 2. График зависимости содержаний Au и Ag от глубины залегания руд полиметаллической стадии. Полиметаллические руды: 1, 2 - вкрапленные; 3, 4 - сплошные; барит-полиметаллические руды: 5, 6 - вкрапленные; 7, 8 - сплошные

Зависимость отношений Ag/Au от глубины  
залегания пород и руд

Типы руд, породы	Исученные горизонты месторождения				
	первый	второй	третий	четвертый	
Измененные породы	82,0(70)	63,3(13)	35,0(240)	22,0(5)	
Медно-колчеданые	Вкрапленные	118,5(42)	82,3(16)	77,6(269)	62,1(84)
	Сплошные	238,1(4)	-	93,4(64)	70,7(31)
	Среднее по рудам	122,7(46)	92,5(18)	81,8(333)	66,8(115)
Медно-цинковые	Вкрапленные	161,0(17)	92,5(21)	75,8(118)	42,4(7)
	Сплошные	84,3(5)	58,2(14)	31,8(37)	30,0(15)
	Среднее по рудам	120,6(22)	69,7(35)	53,0(155)	31,6(22)
Полиметаллические	Вкрапленные	131,5(66)	90,0(52)	69,1(140)	29,5(4)
	Сплошные	120,1(67)	131,8(118)	50,1(142)	40,9(12)
	Среднее по рудам	125,1(133)	124,9(170)	55,4(282)	34,8(16)
Барит-полиметаллические	Вкрапленные	426,2(22)	281,0(4)	226,0(36)	-
	Сплошные	329,4(20)	229,8(44)	267,3(21)	-
	Среднее по рудам	360,3(42)	231,3(48)	243,6(57)	-

Примечание: в скобках - количество проб

Низкое серебро-золотое отношение характерно также для сплошных медно-цинковых руд. Величина его близка таковой в метасоматитах. Очевидно, к концу медноколчеданной стадии при возрастающем количестве золота привнос серебра гидротермальными растворами был незначительным. В од-

нотипных рудах серебро-золотое отношение в одних случаях выше во вкрапленных, в других - в сплошных разновидностях. В барит-полиметаллическом оруденении эта величина максимальна. По мере увеличения глубины залегания руд и измененных пород отношение  $Ag/Au$  резко снижается (в 2,5-4,5 раза).

Установленное распределение благородных металлов на месторождении обусловлено различием их геохимических свойств: окислительно-восстановительных потенциалов, степени диссоциации соединений элементов, их летучести и т.д. (Щербина, 1956). На характер распределения золота и серебра также большое влияние оказали тектоническая обстановка формирования оруденения, изменение физико-химических параметров состояния: температуры, давления, концентрации металлов в растворах и пр. Полученные данные позволяют по-новому подойти к оценке серебро- и золотоносности глубоких горизонтов месторождения. Резкое снижение содержания серебра в рудах и измененных породах с глубиной однозначно свидетельствует о невозможности обнаружения здесь сереброносных руд. Контрастное возрастание концентраций золота во вкрапленных рудах и широкое развитие последних на нижних горизонтах указывают на вероятность продолжения на глубину вкрапленного золотоносного оруденения. Результаты исследования могут быть также использованы при усовершенствовании схем технологической переработки руд.

## К ВОПРОСУ О ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ ЦИНКА В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ РУДАХ И ИХ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДАЛЬНЕЗАПАДНЫЙ ЖАЙРЕМ

Нами рассматриваются формы нахождения цинка в разрезе гидротермально-осадочных руд месторождения Дальнезападный Жайрем, которое является типичным представителем месторождений атасуйского типа с совмещением гидротермально-осадочных свинцово-цинковых (седиментные, первый тип) и гидротермально-метасоматических (второй тип) цинково-свинцово-баритовых руд. Первый тип руд располагается на флангах, второй — в центре месторождения, образуя сложные взаимные переходы с распылчатыми границами. Изучаемые руды первого типа имеют сфалерит-пиритовый состав с подчиненным количеством галенита, барита и халькопирита. В основном они цинковые и в меньшей мере — свинцово-цинковые; текстуры слоистые, ритмично-слоистые и вкрапленные. Руды чрезвычайно тонкозернистые, характеризуются тесным сростанием минералов (Митряева и др., 1967).

Изучению подлежали не затронутые последующими процессами рудообразования и гипергенеза гидротермально-осадочные руды и их надрудные и подрудные ореолы (мощность до 115 м) по скв.3039 и руды по скв.2811 разреза-ХІУ<sup>А</sup>. Всего изучено 17 проб с определением цинка — валового, сульфидного (сфалерит), окисленного (смитсонит, каламин) и изоморфного — по методике В.А.Бухаровой (1971). Содержание валового цинка в ореолах колеблется от 0,034 до 0,672% и в рудах — от 1,16 до 14,78%. Для контроля химически разделенные фазы цинка повторно анализировались количественным спектральным методом с чувствительностью 0,001%. Сходимость результатов анализов удовлетворительная. Статистическая обработка результатов анализов заключалась в определении относительного процентного содержания каждой минеральной фазы цинка в единичных пробах и в отдельных интервалах, а также в исследовании распределения частного между отношениями содержаний цинка сульфидного и изоморфного (таблица).

Т а б л и ц а

Распределение минеральных форм нахождения цинка в разрезе гидротермально-осадочных свинцово-цинковых руд месторождения Дальнезападный Жайрем

Характеристика интервала	Содержание цинка, отн. %			Отношение сульфидного цинка к изоморфному
	Сульфидная форма	Окисленная форма	Изоморфная форма	
Надрудные ореолы, скв.3039	79,8	10,7	9,5	8,4
Руды седиментные свинцово-цинковые, скв.3039	73,0	4,0	23,0	3,2
Подрудные ореолы, скв.3039	73,8	9,5	16,7	4,4
Руды седиментные свинцово-цинковые, скв.2611	78,0	3,2	18,8	4,2

Анализ распределения по вертикали сульфидной составляющей цинка показал (см. табл.), что она незначительно преобладает в надрудных ореолах (79,8 отн.%) при равенстве ее в рудах и подрудных ореолах соответственно 73 и 73,8 отн.%. Она является основной формой нахождения цинка. При этом в ореолах абсолютные содержания цинка сфалерита колеблются в пределах  $n \cdot 10^{-2}$  -  $n \cdot 10^{-1}$ % и довольно закономерно возрастает в направлении к рудам, принимая в последних значения  $n \cdot 10^0$  -  $n \cdot 10^1$ %. Среднее содержание цинка сфалерита имеет большую дисперсию в надрудной части и монотонное увеличение от 55 до 94 отн.% в подрудной. Аналогичные данные о доминирующей роли сульфидной формы нахождения широкого круга элементов в первичных ореолах получены по колчеданным месторождениям Малого Кавказа, Урала и Алтая (Карпужина, Баранов, 1972).

Окисленная составляющая играет незначительную роль в локализации цинка руд. В ореолах ее содержание равно 0,007-0,08%, достигая 0,094% в рудах (скв.3039). В ореолах эта минеральная форма распространяется симметрично рудным телам (надрудная часть 10,7; подрудная - 9,5 отн.%) при минимуме в рудах (4 отн.%). От периферии к центру месторождения относительное содержание ее уменьшается до 3,2 отн.% (скв.2611). Пониженное количество цинка окисленных минералов закономерно в седиментных

рудах, расположенных вблизи гипотетического центра излияния флюидов на морское дно. В более удаленных от центра зонах возможность взаимодействия цинка со свободным кислородом была шире, поскольку состав исходного раствора менялся в сторону разубоживания и обеднения сероводородом основного осадителя цинка.

Изоморфная составляющая цинка максимально представлена в рудах (23 отн.%), а минимально — в надрудных ореолах (9,5 отн.%). Отмечается довольно четкая закономерность уменьшения этой формы нахождения цинка в первичных ореолах при удалении от рудных тел. В подрудных ореолах эта тенденция имеет даже монотонный характер, когда содержание изоморфного цинка уменьшается от 34 до 3 отн.%. Абсолютные содержания этой формы цинка в ореолах равны  $n \cdot 10^{-3}$  —  $n \cdot 10^{-2}$ %, и только в одной пробе — 0,25%, тогда как в рудах —  $n \cdot 10^{-1}$  —  $n \cdot 10^0$ %. Доля изоморфной составляющей цинка при продвижении к центру месторождения уменьшается от 23 (скв.3039) до 18,8 отн.% (скв.26II) при резком увеличении валового содержания этого элемента. Это позволяет предположить, что большая часть изоморфного цинка входит в карбонат переменного состава типа цинкового олигонита, значительные массы которого обнаружены на продолжении сульфидных руд описываемого месторождения Дальнезападный Жайрем (Щибрик и др., 1971; 1972).

Распределение цинка в рудах показывает, что на его суммарный баланс в гидротермально-осадочных рудах главное влияние оказывают сульфидная и изоморфная формы. При этом намечается обратнопропорциональная зависимость между их содержаниями по латерали от центра месторождения к периферии. Доля цинка, заключенного в сфалерите, в этом направлении падает, и увеличивается его изоморфная составляющая. Это совпадает с данными А.А.Куденко и А.Г.Куденко (1971) по распределению минеральных форм свинца в одном из пластовых полиметаллических месторождений в карбонатных породах.

В вертикальном разрезе (надрудные ореолы-руды-подрудные ореолы) седиментных руд месторождения Дальнезападный Жайрем также отмечается обратная корреляционная связь между сульфидной и изоморфной составляющей цинка. При удалении от рудных тел первая из них растет, а вторая уменьшается. В подрудной части отмечается увеличение (сверху вниз) относительного содержания цинка сфалерита от 55 до 94 отн.% и уменьшение изоморфной составляющей от 34 до 3 отн.%. Частное от деления относительного содержания сульфидного цинка на изоморфный (сверху вниз по рудному разрезу) имеет значения 8,4 — 3,2 — 4,4. В рудах по латерали от центра оно изменяется от 4,2 (скв.26II) до 3,2 (скв.3039). В целом

намечается тенденция к установлению количественного определения пространственной зональности распределения минеральных форм цинка.

Наши исследования показывают, что основными минеральными формами нахождения цинка в рудах является сульфидная и изоморфная, а в первичных ореолах — и окисленная. Содержание первых двух форм цинка в рудах и околорудном пространстве связаны обратной корреляционной связью. От центра месторождения к периферии в гидротермально-осадочных рудах, а также в ореолах при приближении к рудным телам уменьшается доля сульфидного цинка и увеличивается количество изоморфного. Намечаются различия между надрудными и подрудными ореолами седиментных руд. В первом отношении между сульфидным и изоморфным цинком в изученной части разреза равно 8,4, а во вторых — 4,4. Эти данные имеют практическое значение, являясь одним из диагностических признаков для разбраковки геохимических аномалий в Атасуйском рудном районе.

С.И. Бурковский

#### О ФОРМАХ ПЕРЕНОСА ОЛОВА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

Вопрос о формах миграции тяжелых металлов в гидротермальную стадию рудообразования остается до настоящего времени дискуссионным ввиду отсутствия твердо установленных закономерностей поведения рудных компонентов в условиях, присущих флюидному состоянию рудообразующих растворов. В настоящее время имеются данные о метакolloидных структурах касситерита, что позволяет предполагать участие рудного компонента в коллоидном состоянии при образовании оловянных месторождений (Чухров, 1955; Милинский, 1955). Важным аргументом в пользу этого является то, что олово относится к так называемой "гидролизатной" группе элементов, имеющих сравнительно высокие заряды и небольшие радиусы, что обуславливает довольно сильные их поляризующие свойства. Последнее, вместе с наличием свободных ячеек на электронных орбитах, служит причиной образования оловом сложных аксо- и гидроксокомплексов, разно-

видности которых являются координационные высокополимеры (многоядерные комплексы), образующиеся при гидролизе (Бурков, 1968). Как отмечают Г.Хелгессон (1967) и А.А.Геус (1963), следует ожидать усиления способности к комплексообразованию и полимеризации у элементов-"гидролизаторов" под влиянием свойств гидротермальной среды.

В нашем сообщении отражены результаты исследований форм растворения и переноса олова в гидротермальных растворах, проводимых под руководством члена-корреспондента АН КазССР Г.В.Жилинского.

Экспериментальное изучение системы двуокись олова + вода + карбонат натрия (калия) проводилось в автоклавах высокого давления. Насыщение карбонатного раствора рудным компонентом (оловом) при температуре 500°C и давлении 1000 атм идет в процессе растворения шихты, состоящей из синтетических кристаллов касситерита высокой чистоты. В качестве растворителей использовались 0,5–2 М растворы  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{K}_2\text{CO}_3$ . Термодинамические параметры опытов близки к условиям образования высокотемпературных оловянных руд (по данным декрепитации).

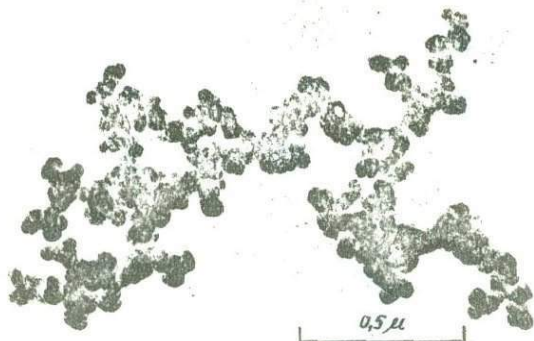
При изучении извлеченных из автоклавов растворов установлено наличие коллоидной формы растворенного олова. Исследования показали, что морфология, размер и структура коллоидных агрегатов зависят от состава раствора (таблица).

Т а б л и ц а

Состав раствора	Морфология частиц	Размер глобуль, мм	Величина кристалликов касситерита, образовавшихся при старении раствора (за 110 месяцев), мм
0,5 М $\text{Na}_2\text{CO}_3$	Глобулярно-цепочечная	50	До 0,5
0,5 М $\text{Na}_2\text{CO}_3$ + + 0,1 М $\text{K}_2\text{CO}_3$	Глобулярно-сетчатая	10	До 0,01
2,0 М $\text{Na}_2\text{CO}_3$	Глобулярно-цепочечная	150	До 0,01–0,1

Коллоидные частицы имеют глобулярно-цепочечную (рис.1) и глобулярно-сетчатую структуру. При увеличении концентрации соды в растворе растет размер глобуль, структура их при этом разрыхляется: в объеме глобуль при большом увеличении можно наблюдать пустоты. Добавка карбоната калия приводит к переходу от глобулярно-цепочечной к глобу-






Р и с. I. Глобулярно-цепочечная структура коллоидных агрегатов в растворе  $0,5 \text{ M Na}_2\text{CO}_3$

лярно-сетчатой структуре коллоидных агрегатов.

Химический состав коллоидной фазы свежеизвлеченных растворов отвечает гидратированному касситериту  $\text{SnO}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ . Первоначально коллоиды рентгеноаморфны, но уже через 10 дней в частицах появляется кристаллическая структура касситерита. С помощью электронного микроскопа на этой стадии удастся наблюдать отдельные кристаллики касситерита (рис.2). Увеличение времени "старения" коагулята в среде маточного раствора при комнатных температурах в течение II месяцев ведет к появлению кристаллов размером до 0,5 мкм. В коллоидных осадках из растворов  $0,5 \text{ M Na}_2\text{CO}_3$  раскристаллизация протекает более интенсивно, наблюдается больше крупных кристаллов, в то время как в растворах  $0,5 \text{ M Na}_2\text{CO}_3 + 0,1 \text{ M H}_2\text{CO}_3$ , а также в растворах  $2 \text{ M Na}_2\text{CO}_3$  основная масса коагулята представлена мелкими кристаллами размером  $10^{-1} - 10^{-2}$  мкм.

Полученные данные устраняют одно из противоречий в теории коллоидного переноса олова в гидротермах. Считалось, что миграция тяжелых металлов в коллоидной фазе маловероятна вследствие невозможности образования кристаллической решетки минералов непосредственно из коллоидных частиц. Наблюдаемая в опытах кристаллизация касситерита из явно коллоидного раствора положительно решает этот дискуссионный вопрос. По Балареву (Balarew, 1939), построение кристаллической решетки минера-



Р и с.2. Образование кристаллов касситерита  
(черные квадраты) при "старении" извлеченных  
гидротермальных растворов

ла в этом случае может происходить путем присоединения отдельных блоков, имеющих коллоидные размеры. Их образование идет за счет поликонденсации и последующей дегидратации полимерных гидрокомплексов олова. Сущность этого процесса становится яснее, если учитывать соответствие между структурой многоядерных комплексов в растворе и элементами кристаллической структуры окислов и основных солей, выпадающих из раствора (Sillen, 1954). Для гидросокомплексов олова такое соответствие известно (Шарко, 1972).

Предварительные результаты исследований пока не позволяют однозначно считать, что процесс отложения касситерита при высоких термодинамических параметрах происходит подобно наблюдаемому нами при нормальных условиях, хотя можно отметить и сходство. Из сообщения Фуджика (Fujiki Y, 1973) стало известно, что рост монокристаллов двуокиси олова успешно идет при  $t = 550^{\circ}\text{C}$  и  $P = 1000$  атм в карбонатных растворах при наличии перепада температур между зоной растворения и зоной кристаллизации. Предварительные исследования таких растворов И.Р.Коптякевичем выявили наличие коллоидов олова при  $t = 500^{\circ}\text{C}$  и  $P = 1000$  атм. Можно полагать, что участие полимерных (коллоидных) форм в переносе и

отложении касситерита не ограничивается низкотемпературной приповерхностной зоной, а может играть ведущую роль в образовании высокотемпературных месторождений глубинных зон.

В.С.Юнак

### ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕДНЫХ РУД В ЮЖНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕ-ОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В последние годы в северной части Средне-Орского рудного района выявлен ряд промышленных медноколчеданных месторождений, тяготеющих к узлам сопряжения разноориентированных разломов и сформировавшихся либо в зонах расланцевания ("Авангард"), либо в зонах ослабленных контактов основных и кислых вулканогенных пород силуро-девона ("50 лет Октября", "Приорское"). Продуктивная толща вулканитов южной части района к настоящему времени опробована остальными геолого-геофизическими работами, в результате чего выявлен ряд грави-, магнито- и электро-разведочных аномалий и комплексные погребенные и эндогенные ореолы рассеяния металлов, тяготеющих к зонам контактов основных эффузивов с кислыми вулканитами либо гранитоидами. При оценке природы данных аномалий мелкометражными скважинами глубиной 40-50 м установлено, что комплексная геохимическая аномалия, выявленная в юго-восточной части района, обусловлена прожилково-вкрапленными сфалерит-халькопирит-пиритовыми рудами. Проведенные здесь работы указывают на значительное площадное развитие колчеданного оруденения, которое приурочено к зоне метасоматически переработанных базальтов. Здесь, в отдельных интервалах, содержание меди достигает I,4I-I,84%.

В северо-восточной части площади в эффузивах выявлены зоны гидротермально измененных пород с сульфидной, в основном пиритовой (I-I5%) минерализацией. Одной из скважин на границе коры выветривания с породами палеозойского фундамента здесь вскрыты в брекчированных базальтоидах халькозиновые руды со средним содержанием меди 3,52%.

Мы считаем, что широкое развитие в южной части Средне-Орского района зон гидротермально измененных пород при наличии дифференцированных по составу литологических разностей является благоприятным фактором для локализации медноколчеданных руд. Установленная близость денудационного среза интрузий кислого состава указывает на возможность встречи в их приконтактовых частях колчеданного оруденения. Погребенные и эндогенные ореолы рассеяния металлов и первые рудные подсечения свидетельствуют о том, что описываемая площадь является весьма перспективной для выявления промышленных колчеданных руд на глубинах более 70-100 м.

В.П. Мусихин, В.С. Дербенёв, И.И. Гладков

#### ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОМЕТОДОВ В РАЙОНАХ ЗАПАДНОГО ТУРГАЯ

В последние годы значительно расширены масштабы изучения районов с двух- и трехъярусным геологическим строением, в исследовании которых ведущая роль отводится интерпретации аэроматериалов. С их помощью в настоящее время решаются задачи геологического строения верхних структурных этажей и погребенного фундамента, разрабатывается методика поисков и разведки. Но если для изучения покровного чехла существует целый ряд методических разработок и содержательный литературный материал по дешифрированию, то для исследования строения погребенного кристаллического фундамента с помощью аэрофотоматериалов их крайне недостаточно. Опыт ведения специализированных работ в ходе групповой съемки дает возможность сделать следующие выводы.

Решение геологических задач, связанных с образованиями рыхлого покрова и погребенного фундамента на всех этапах исследований (подготовительный, предварительный, полевой и камеральный), опирается на аэрофото- и аэрогеофизические материалы и ведется по двум параллельным направлениям: по изучению чехла и изучению фундамента.

Геологическое строение поверхности изучается с привлечением ап-

приорной информации и дешифрированием средне-крупномасштабных аэрофото-материалов. Последний вид работ определяет объекты, характеризующиеся своеобразным набором литологических разностей, а выяснение их состава и характера внутреннего строения дает возможность выделить ряд континентальных фаций, и тем самым конкретизировать направления поисков россыпных месторождений полезных ископаемых и сырья на стройматериалы. Разработка дешифрировочных и ландшафтно-индикационных признаков этих фаций позволяет расширить применение их для районов сходного геологического строения данной климатической зоны.

Погребенный фундамент изучается с привлечением литературных источников и комплексированием аэрофото- и аэрогеофизических материалов. При этом доминирующее положение по значимости занимает геофизическая информация. Работа же с аэрофото материалами проводится после предварительной оценки влияния состава и характера изображения покровного чехла на дешифрируемость фундамента. Изучение аэрофотоснимков, хорошо отражающих погребенные разрывные и складчатые структуры и в меньшей степени литологический состав, в комплексе с интерпретацией геофизических материалов является основой для выделения интрузивных образований, с которыми связано медно-молибденовое оруденение. Кроме того, выделяются графитоносные сланцевые пачки и зоны распространения известняков, контролирующие бокситоносные фации.

Таким образом, применение аэроматериалов способствует целенаправленности геологических исследований на всех этапах работ и повышает полноту и качество геологической информации.

М.А.Алеев

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ  
ПРИ ПИСКАХ ЦИРКОНИЕВО-ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ  
В АКТЮБИНСКОМ ПРИУРАЛЬЕ

Актюбинское Приуралье расположено в Уральской складчатой системе и является еще слабо изученной провинцией. Здесь нами выявлен продуктивный на комплексные циркониево-титановые россыпи горизонт, приуроченный к песчаным отложениям верхней регрессивной части разреза алтского яруса. С ним связаны все известные и открытые титаносные россыпи. Для выявления его перспектив могут быть успешно использованы аэрофотоматериалы, дешифрирование которых позволяет выделять площади развития продуктивных отложений.

Алтский ярус расположен в бассейне реки Илек, где он перекрыт в основном отложениями альбского яруса, выше которых на небольших площадях залегают образования мела и палеогена. Алтские отложения выходят главным образом на склонах гидрографической сети, где они местами перекрыты маломощными элювиально-делювиальными четвертичными осадками, но уверенно прослеживаются на аэрофотоснимках. Основанием для выделения продуктивного горизонта на аэрофотоснимках, служат глины, составляющие нижнюю часть яруса, отмечающиеся темным фототонном, как правило, на пологих участках склонов. С поверхности им соответствует густая сеть V-образных мелких оврагов и промоин, дающих своеобразный струйчатый фоторисунок.

Продуктивная толща, расположенная выше по разрезу, представлена светло- и желтовато-серыми кварцево-полевовишатовыми мелкозернистыми песками, отмечающимися на аэрофотоснимках серым фототонном с многочисленными мелкими светлыми "звездочками" (выбросы из нор землероев). Над песчаными отложениями отмечаются сглаженные формы рельефа с зеленой растительностью, которые имеют мелкоочечную и зернистую структуру фотозображения. Контакт водоупорных глин и песков отмечается уве-

личением густоты растительности, что отражается на аэрофотоснимках темными полосами.

Продуктивный титаноносный горизонт почти повсеместно эрозионно перекрывается континентальными образованиями альбского яруса. Отложения низов последнего на аэрофотоснимках имеют светло-серую окраску различной тональности, зависящую от степени обнаженности. Железистые песчаники и гравелиты в подошве яруса дают на аэрофотоснимках темные полосы, соответствующие границе распространения кровли продуктивного горизонта.

По вышеописанным дешифрировочным признакам можно уверенно выделить контуры титаноносных отложений и целенаправленно вести поисковые работы.

Л.З.Ахметшина

ЗОНЫ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ  
ВОСТОЧНОЙ ПРИВОРТОВОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ  
И ИХ СВЯЗЬ С ПОДСОЛЕНЫМ ПАЛЕСОЙСКИМ  
СТРУКТУРНЫМ ПЛАНом

Нами была предпринята попытка охарактеризовать новейшую тектоническую активность восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины от верхнего течения реки Илек до реки Эмбы по методу В.Б.Полкановой (1970). По данному методу для изучения неотектоники используется показатель, который учитывает вертикальную и горизонтальную расчлененности земной поверхности,  $n$ .

Вертикальная расчлененность характеризуется параметром  $\frac{\Delta H}{P}$ , где  $\Delta H$  — разность высот рельефа земной поверхности в метрах,  $P$  — площадь заданного участка в кв.м. Этот параметр отражает изменения высот рельефа и позволяет выявить контуры даже небольших структурных элементов в слабо расчлененных районах.

Горизонтальная расчлененность характеризуется параметром  $\frac{L}{P}$ , где  $L$  — протяженность речной и овражной сети в метрах на исследуемом участке.

Показатель интенсивности эрозии рассчитывается по формуле:

$$n = \frac{\Delta H_L}{P^2}, \%$$

Определение показателя  $n$  и составление соответствующей схемы проводилось следующим образом.

Среднемаштабная геологическая основа рассматриваемого района разбивалась на квадраты площади в  $36 \text{ км}^2$ . В каждом из них замерялась суммарная длина тальвегов всех водотоков и суходолов без учета извилистости (горизонтальное расчленение) и определялась разница относительных превышений самого низкого и самого высокого пунктов (вертикальное расчленение). По полученным данным вычислялся показатель  $n$  для каждого квадрата.

На составленной схеме выделяются области, характеризующиеся различным эрозионным расчленением, отождествленные с зонами новейшей тектонической активности. На изученной территории нами различаются: весьма активные зоны ( $n$  — выше 40%), активные ( $n$  — от 20 до 40%), слабо активные ( $n$  — до 20%).

В изученном районе отчетливо выделяются зоны высокой расчлененности рельефа (высокой тектонической активности) меридионального простирания, которые окаймляются зонами с минимальными значениями коэффициента эрозионного расчленения. Наиболее значительной из них является зона, расположенная в Центральной части площади, протянувшаяся почти меридионально от южного слияния рек Темир и Эмбы на север вдоль реки Темир. По весьма активному проявлению новейших тектонических движений ( $n$  — от 40 до 60%) зона выступает как крупная положительная морфоструктура, выраженная в рельефе в виде куэстовых гряд и отдельных возвышенностей. Мы отмечаем дифференциацию данной зоны, выраженную в обособлении отдельных блоков, разделенных участками с относительно пониженными значениями  $n$ . В ней располагаются подсолевые поднятия: Коздысай, Крыксудук, Барзимбай, Аккудук и др.

С северо-востока с описанной зоной кулисообразно сопряжена не менее ясно выраженная зона высокой тектонической активности, с меридиональной направленностью, протягивающаяся вдоль верхнего течения реки Илек. На севере она выходит за пределы изученного района. Ее отличают меньшие размеры блоков, более четкое меридиональное простирание и резкий переход — особенно на западе — в зону малой тектонической активности. К ней приурочены подсолевые структуры: Северный Акжар, Акнамир, Новоукраинская и др.



Следующая аналогичная зона расположена вдоль реки Эмбы вблизи ее слияния с рекой Темир. Вероятно, она имеет южное продолжение за пределами изученной территории. Для нее характерны мозаичная структура, относительно небольшие размеры блоков и их различная ориентировка. В зоне располагаются подсолевые поднятия: Кумсай, Блаксай, Алибекмола, Жана-Жол, Синельниковское и др.

Последняя из крупных активных тектонических зон выделяется нами в северо-западной части изученной территории на левобережье реки Большая Хобды (верхнее течение) и отличается отсутствием определенной ориентировки и сложностью конфигурации. Подсолевых поднятий здесь не обнаружено, но можно предполагать, что они также будут иметь различные простирания.

Сопоставление схемы новейших тектонических движений со структурными картами по подсолевым опорным отражающим горизонтам " $\Pi_1$ ", " $\Pi_2$ " и " $\Pi_3$ ", составленными Актюбинской геофизической экспедицией, позволяет говорить о значительной унаследованности зон новейших поднятий от структур более древнего заложения. Так, к южной части первой из выделенных зон приурочено крупное Коздысайское подсолевое поднятие, а Темирская прибортовая зона поднятий соответствует участку с активными и весьма активными новейшими тектоническими движениями. Вместе с тем на некоторых участках наблюдается обратное соотношение — подсолевые поднятия располагаются в зоне слабой тектонической активности: Болгарская, Перелюбовская, Североостансукская и другие структуры.

Проведенные исследования показывают, что нефтегазоносные структуры (Ненкияк, Акжар, Остансук, Жана-Жол) в новейший этап тектогенеза испытывали подъем и приурочены к активным зонам или участкам. Последние, как известно, должны быть и наиболее перспективными в нефтегазоносном отношении, поэтому установленная связь подсолевых структур с зонами новейших поднятий позволит более рационально подойти к выбору объектов под поисковое бурение.

Таким образом, на восточном борту Прикаспийской впадины выделены зоны с различной степенью проявления новейшей тектонической активности, выявлена их связь с зонами развития подсолевых палеозойских структур. Нефтегазоносные структуры приурочиваются к активным зонам, и это должно учитываться при выборе объектов под поисковое бурение.

А.В.Шуликовский, Н.С.Шуликовская

## О ПЕРСПЕКТИВАХ РУДОНОСНОСТИ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА ГРЕХОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

В результате наших исследований, с учетом проведенных прогнозно-оценочных работ на полиметаллическое оруденение в Зырянском районе (А.К.Кашпов, А.М.Марьин, А.М.Мысник и др., 1973), было установлено следующее.

Изученный участок расположен на юго-восточном замыкании Ревньюшинского консециментационного купольного поднятия, осложненного здесь палеоподнятиями (складками типа "структурных носов" и "гребней") в сочетании с напряженными линейными и брахиформными складками нескольких порядков.

По нашему мнению, в локализации полиметаллического оруденения изученного объекта главная роль принадлежит ряду факторов, анализ которых позволяет выработать критерии поисков руд, не выходящих на дневную поверхность. Среди них выделяется стратиграфический контроль оруденения, выражающийся в том, что все известные на фланге и месторождении рудопроявления локализуются в узком стратиграфическом интервале, располагаясь на трех уровнях: средне-верхнеревньюшинском, в разрезе алевролитовой пачки ревньюшинской свиты; ревньюшинско-маслянском, в зоне контакта туфогенно-песчаниковой пачки ревньюшинской свиты и известковисто-алевролитовой пачки маслянской свиты; нижнемалянском, в разрезе нижней и средней части известковисто-алевролитовой пачки маслянской свиты.

Литологический контроль выражен в преимущественной локализации оруденения в составе тонкообломочных пачек ревньюшинской свиты (в области контакта их с резко контрастными по вещественному и гранулометрическому составу отложениями - туфами, туфопесчаниками и т.п.) и известковисто-алевролитовой пачки маслянской свиты (служивших своеобразными экранами для рудоносных растворов).

Магматический контроль обнаруживается в приуроченности большинства рудных тел и проявлений полиметаллической минерализации к телам порфиров зрянковского комплекса. При этом к кровельным частям порфировых залежей и к фронтальным областям торфировых колонн тяготеет оруденение со значительными концентрациями руд, а к внутренним частям порфировых колонн — области рассеянной минерализации. Следует отметить пространственно-структурную, хронологическую связь богатого оруденения с поздними послегранитными дайками шестрого состава.

Палеоструктурный контроль отражен в четкой приуроченности основных месторождений рудного поля и перспективных рудопроявлений его восточного фланга к палеоподнятиям типа "структурных носов" и "гребней", осложняющих Ревнишинское купольное поднятие. В этом плане Греховское палеоподнятие, очевидно, явилось важным структурным элементом, локализирующим полиметаллическое оруденение.

Структурный контроль устанавливается по стабильной связи оруденения с крутопадающими северо-западными и субмеридиональными зонами разрывов и с участками перекрещивания и сопряжения разломов нескольких направлений (чаще двух: субмеридионального и субширотного). Последние, по-видимому, оказывали рудоцентрирующее влияние на рудоносные растворы. По нашему мнению, важная роль в рудолокализации принадлежит участкам резкого "ныряния" (под углом 60–80°) слоев рудовмещающего комплекса отложений в виде флексур древнего заложения ("пороговые структуры"), поперечных к линейным складкам. Так в местах пологопогружающегося шарнира Восточно-Греховского палеоподнятия возможно наличие лентовидных залежей, а области "структурного порога" скидывается наличие крутосклоняющихся рудных лент (столбов).

Таким образом, наличие полиметаллического оруденения, не получившего окончательной оценки, имеющиеся геохимические и геофизические аномалии, в совокупности с вышеперечисленными факторами, благоприятными на локализацию значительных концентраций полиметаллических руд, позволяют нам положительно оценить восточный фланг Греховского рудного поля и выделить участки, заслуживающие первоочередного глубинного опоясывания.

Н. Б. Иванов

К ВОПРОСУ О ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ БИОТИТИЗИРОВАННЫХ  
И КВАРЦ-МИКРОКЛИНОВЫХ ПОРОД С ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИМ  
ОРУДЕНЕНИЕМ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГРЕХОВСКОГО  
РУДНОГО ПОЛЯ

Изучение взаимоотношений биотитизированных и калийпатизированных пород с оруденением имеет важное значение для познания возраста и генезиса полиметаллических месторождений на Рудном Алтае. Эти процессы впервые были отмечены на Зырянском месторождении П. В. Еремеевым (1898) и А. Н. Заварицким (1911), а в последствии изучались М. Г. Хисамутдиновым (1956, 1959). При чем вначале им была высказана мысль о гидротермальной природе биотитизированных и калийпатизированных пород (Хисамутдинов, 1956; Хисамутдинов, Ляхвишная, Демидова, 1956), но в последующих работах эти породы рассматривались как продукты контактового метаморфизма.

Ореолы биотитизированных пород и отдельные тела кварц-микроклиновых (реже существенно микроклиновых) пород на Греховском рудном поле известны давно, хотя оно удалено от крупных известных и изученных интрузий. По нашим данным, бурением глубоких скважин не подтверждается представление о том, что биотитизация нарастает с глубиной. Это позволяло предположить наличие под Греховским рудным полем скрытой интрузии. Кровля биотитизированных пород повсеместно погружается под зоны развития метасоматитов хлоритового и кварц-серицитового состава, вмещающих полиметаллическое оруденение. Биотит, развитый здесь, представлен флогопитом и переходными разностями от флогопита к истонит-сидерофиллиту. С минералами, непосредственно сопутствующим оруденению, биотит обнаруживает следующие взаимоотношения: близость по времени образования с хлоритом; биотит корродирует минералы парагенезиса кварц+серицит; рассечение биотита сульфидными минералами удавалось наблюдать редко. Зональность околорудных изменений,

установленная нами по ряду скважин, выглядит следующим образом: зона биотита, лишенная практически рудной минерализации; зона хлорита с сопутствующей ему минерализацией меди (реже меди и цинка); зона серицита и кварца, которым сопутствует свинцово-цинковая минерализация.

Несколько неясна позиция кварц-микроклиновых пород, которые слагают систему жил меридионального простирания на юго-востоке от Снегиревского месторождения. Зона этих пород не вскрыта буровыми работами. Тем ни менее, мы считаем, что формирование ореолов биотитизированных пород и образований кварц-микроклинового состава взаимосвязано. Весьма возможно, что кварц-микроклиновые породы слагают "калиевое ядро" зоны околорудных метасоматических изменений рудовмещающих пород.

На основании имеющихся материалов можно сделать следующие выводы.

Образование биотитизированных и кварц-микроклиновых пород в центральной части Греховского рудного поля скорее всего не связано с контактовым воздействием гипотетических скрытых интрузий. Мы склонны рассматривать эти породы как результат воздействия интрателлурических калиевых, затем железо-магнезиально-калиевых растворов, на которые затем было наложено оруденение. Таким образом, образование ореолов биотитизации и кварц-микроклиновых пород в данном случае непосредственно связано с процессом рудообразования и предшествовало стадии рудоотложения.

Уместно будет отметить, что М.Г.Хисамутдинов, И.В.Ляхницкая, Т.Я.Демидова в 1956 году указывали на "... возможный гидротермальный характер биотитизации..." на Греховском рудном поле. Флогопит они прямо связывали с проявлением четвертой стадии гидротермального метаморфизма (по их классификации), что соответствует калиевому метасоматозу. Однако во всех последующих работах М.Г.Хисамутдинова мы не находим развития этих положений. Между тем, сходные выводы и наблюдения в настоящее время сделаны В.А.Верещагиным на Тишинском месторождении Лениногорского района Рудного Алтая.

Очевидно, что в силу сложности проблемы изучения взаимоотношений полиметаллического оруденения с продуктами железо-магнезиально-калиевого метасоматоза в каждом конкретном случае (на каждом конкретном рудном поле) необходим особый подход. Иначе, при широкой распространенности процессов биотитизации и калишпатизации на рудных полях Зиряновского района, нам для объяснения этого явления придется предполо-

жить, что под каждым рудным полем располагается скрытая интрузия, которая в свое время "подогрела" это поле.

В.К.Кошелев

ПОВЫШЕНИЕ ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ  
ГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТ ПУТЕМ ПРИМЕНЕНИЯ МАТЕМАТИЧЕСКИХ  
МЕТОДОВ И ЭВМ В КАСТЕКСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ  
(ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

В настоящее время ведутся поиски резервов повышения эффективности геохимических работ и способы использования их. Немаловажная роль в решении проблемы принадлежит математическим методам и ЭВМ. Однако, как показывает практика, возможности последних реализуются далеко не полностью, что связано в первую очередь с недооценкой их экономической роли.

В математической партии Центральной геохимической экспедиции составлен ряд программ по использованию математических методов при построении геохимических карт. Одной из них является программа по алгоритму Р.И.Дубова "Расчет относительной удельной перспективности, средних значений концентраций и среднеквадратических отклонений по скользящему окну". Данная программа позволяет не только вычислить, но и вычертить с помощью графопостроителя "Атлас" карты средних значений концентраций, среднеквадратических отклонений и относительной удельной перспективности (1965, 1968).

Вычисление дисперсии и среднеквадратического отклонения дает дополнительные важные сведения для анализа результатов геохимических съемок и изучения перераспределения вещества в процессах рудообразования (Р.Дубов, 1969).

Имеет большое значение также оценка перспективности районов вероятным способом, что позволяет вычислить, какая доля проб должна иметь высокие концентрации. Перспективностью пространства для поисков какого-либо элемента названо математическое ожидание количества этого

элемента в пробах, в концентрациях выше некоторого минимально благоприятного (промышленного) значения. Р.И.Дубовым (1965) показано, что это количество может быть принято приближенно пропорциональным величине:

$$P' = S \int_{C_0}^{\infty} CP(C) dC,$$

где  $S$  - изучаемая площадь (в случае опробования трехмерного пространства берется  $V$  - объем),  $C_0$  - "благоприятные" концентрации, свидетельствующие о наличии промышленного сруденения.  $P(C)$  - здесь плотность вероятности встречи концентраций  $C$ . Величина  $P'$  названа относительной перспективностью площади (объема), а  $P'_y$  - это относительная удельная перспективность, приходящаяся на единицу площади или объема.

$$P'_y = \int_{C_0}^{\infty} CP(C) dC$$

Величина  $P'_y$  имеет размерность концентрации. При построении карт для цветных металлов, редких и рассеянных элементов, распределенных приближенно по логарифмическому-нормальному закону, применяется расчетная формула:

$$P'_y = \frac{1}{2} \exp\left(\bar{x} + \frac{\sigma^2}{2}\right) \left[1 - F\left(\frac{x_0 - \bar{x} - \sigma^2}{\sqrt{2} \sigma}\right)\right],$$

$$\text{где } \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln C_i = \frac{1}{n} \ln \left(\prod_{i=1}^n C_i\right) = \ln \bar{C},$$

$$x_0 = \ln C_{m0},$$

где  $C_{m0}$  - минимальная благоприятная концентрация,  $n$  - число точек опробования, попавших в окно.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \left[ \sum_{i=1}^n (\ln C_i)^2 - n \bar{x}^2 \right]}$$

$$F\left(\frac{x_0 - \bar{x} - \sigma^2}{\sqrt{2} \sigma}\right) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x_0 - \bar{x} - \sigma^2}{\sqrt{2} \sigma}} e^{-t^2} dt$$

- табулированный интеграл (одна из разновидностей интеграла вероятностей). Формула выведена на основании учета концентраций и среднеквадратических отклонений с приданием им автоматически той значимости, которая соответствует оценке их действительной роли.

По приведенным формулам можно видеть зависимость перспективности от совокупности параметров. В частности, если  $\bar{C} \ll C_0$ , то при максимальной дисперсии максимально и значение входящего в формулу интеграла, определяющего перспективность. Если же  $\bar{C} \gg C_0$ , то при малой дисперсии практически весь объем опробования является промышленным, а увеличение дисперсии приводит к образованию доли непромышленных концентраций. Повышение  $\bar{C}$  при неизменной дисперсии всегда увеличивает перспективность.

Иллюстрацией могут послужить результаты обработки данных по свинцу

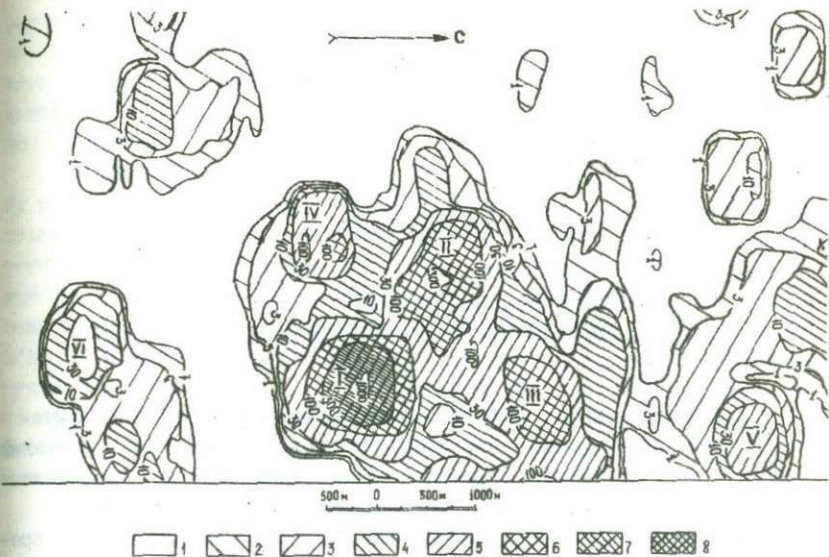
цу металлометрических съемок участка Кастек, расположенного в южных отрогах хребта Заидийского Алатау. Этому рудному полю соответствует группа ореолов /16 кв. км/, характеризующаяся общим повышенным содержанием свинца (более 0,002%) и серебра (более 0,00002%) в рыхлых образованиях. Оруденение крайне неравномерно, что затрудняет его прослеживание и оконтуривание.

На схеме изоконцентраций свинца участка Кастек отмечается большое количество разрозненных, небольших по размерам аномалий с содержанием свинца в них до 2,2%. При рассмотрении их не представляется возможным сделать каких-либо выводов о целесообразном распределении объемов детальных работ, так как обычно рекомендуется проверять все аномалии, превышающие уровень их "минимально-аномальных" значений. Следуя этому положению, на половине всего участка (около 16 кв. км) необходимо было бы вновь провести площадные детальные работы, учитывая большое количество аномалий и их разбросанность. Но известно также, что полученные в результате съемки значения концентраций осложнены помехами, которые дезориентируют исследователей в направлении дальнейших работ (Дубов, 1968).

С целью подавления помех и получения достоверных геохимических полей проведено усреднение по скользящему окну и вычислена удельная перспективность участка. Шаг скольжения, обеспечивший перекрытие двух профилей при движении окна с запада на восток, а также более половины точек отбора при его движении с севера на юг, был признан оптимальным при данных условиях. На карте относительной удельной перспективности (на свинец) отчетливо выделяется 6 аномальных областей, которые можно пронумеровать в порядке убывания интенсивности (I - с максимальной градацией  $1000 \cdot 10^{-4}\%$ ; II -  $300 \cdot 10^{-4}\%$ ; III, IV -  $100 \cdot 10^{-4}\%$ ; V, VI -  $30 \cdot 10^{-4}\%$ ) (рисунок). Аномальные области III, IV, V и VI одинаково интенсивны, разграничить их по одной лишь карте относительной удельной перспективности трудно, но они уверенно ранжируются при сравнении карт средних значений концентраций, среднеквадратических отклонений логарифмов концентраций и относительной удельной перспективности.

Получается, что для подтверждения перспективности данного участка необходимо провести детальные работы в вышеуказанных аномальных зонах: I -  $1 \times 1$ ; II -  $1,5 \times 0,8$ ; III -  $0,8 \times 0,8$ ; IV -  $0,6 \times 0,6$ ; V -  $0,8 \times 0,5$ ; VI -  $0,7 \times 0,5$  км. Общая площадь детальных работ на всех участках составляет 4 кв. км. В то же время при использовании типовой методики проверки аномалий, как было указано выше, объем детальных работ возрастает в данных условиях в 4 раза. При этом работы следует начинать





Р и с у н о к. Карта относительной удельной перспективности на свинец.  
Размер "скользящего окна" 750x500 м.

$C_0 = 100 \cdot 10^{-4}\%$ . Области перспективности в  $10^{-4}\%$ : I - <I; 2 - от I до 3; 3 - от 3 до 10; 4 - от 10 до 30; 5 - от 30 до 100; 6 - от 100 до 300; 7 - от 300 до 1000; 8 - >1000

с наиболее интенсивных аномалий. При получении отрицательных результатов, остальные, более слабые аномалии, в таких же геологических условиях могут не изучаться.

В результате проведенных исследований появилась возможность судить о поведении геохимического поля на всем участке, выделить ряд аномальных зон с максимальными значениями концентраций ( $100-1000 \cdot 10^{-4}\%$ ) свинца, что, в свою очередь, позволило более целенаправленно распределить объемы детальных работ и снизить их стоимость в 4 раза.

М.С.Рафаилович

ОТНОШЕНИЕ ЗОЛОТА К СЕРЕБРУ В ЭЛЮВИО-ДЕЛЮВИИ  
КАК ИНДИКАТОР ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ ЗОЛОТА

Из огромного числа аномалий, выявляемых в процессе литохимических съемок, лишь единицы отвечают промышленно интересному оруденению. В связи с этим проблема разбраковки ореолов рассеяния металлов остается весьма актуальной и требует пристального изучения.

Расшифровка ореолов рассеяния, формирующихся в благоприятной среде (активная денудация, небольшая мощность элювио-делювия, отсутствие экранирующих горизонтов), затруднения не вызывает. Методика их интерпретации хорошо разработана и отражена в работах А.П.Соловова (1965, 1966). В настоящее время возникает необходимость создания качественно новой методики интерпретации ослабленных и частично погребенных ореолов. Определенные работы в этом направлении ведутся сотрудниками ЦГХЗ (А.И.Карцов, А.С.Малахов) и кафедры геохимии МГУ (А.П.Соловов, А.А.Матвеев и др.).

Автором сделана попытка использования золото-серебряного отношения в рыхлых отложениях для оценки ослабленных ореолов этих металлов в горно-луговых ландшафтах Заилийского Алатау. В качестве примера выбрано одно из рудопоявлений района. Золото-сульфидное оруденение наложено на гранат-пироксеновые скарны, метасоматически развивающиеся по известнякам и известковистым алевролитам. Для рудных тел участка характерно закономерное изменение отношения золота к серебру: в бедных рудах, где содержание металла минимальное, среднее отношение составляет 1:4; для руд со средними содержаниями оно равно 4:1; с высокими и "ураганящими" - 15-36:1.

На площади рудопоявления отмечаются два элементарных ландшафта: благоприятный для литохимического опробования (водоразделы, склоны южной экспозиции) и малоблагоприятный - склоны северной экспозиции.

зидии с повышенной мощностью (3-5 м) чехла рыхлых отложений. В первом ландшафте ореолы золота и серебра характеризуются высокой контрастностью, во втором они резко ослаблены, имеют малые размеры, слабо контрастны, а ореолы рассеяния меди и мильяка оказались в погребенном состоянии.

По участку подсчитаны коэффициенты пропорциональности  $K$  по золоту и серебру. Они оказались равными соответственно 0,23 и 0,17; сопоставимые величины  $K(Au)$  и  $K(Ag)$  свидетельствуют о близком поведении этих элементов в зоне гипергенеза. Учитывая вышеотмеченную особенность закономерного изменения золото-серебряного отношения в рудах, составлена геохимическая карта этих отношений для покрова рыхлых отложений. Области повышенных значений ( $Au/Ag \geq 2$ ) четко контролируют известные рудные тела. Аналогичные по интенсивности аномалии зафиксированы на площади развития аллохтона (неблагоприятного ландшафта). Горными работами при оценке этих аномалий (Кастекская партия ЦГХЭ, 1973) под наносами вскрыто три золотоносных горизонта скарнов.

Таким образом, для разбраковки аномалий и расширения перспектив известных проявлений золота в зоне субальпийских лугов Заилийского Алатау целесообразно использование  $Au/Ag$  в элювио-делювии.

А.М. Гинагулин, В.В. Толочко

#### МЕРЫ РАЗЛИЧИЯ КАК СПОСОБ ОБОБЩЕНИЯ МНОГОМЕРНОЙ ИНФОРМАЦИИ В ГЕОХИМИИ

В настоящее время при интерпретации материалов спектрального анализа геохимических проб преобладающая часть геохимических сведений об объекте практически не учитывается. Так, при составлении геохимических коэффициентов, как правило, используется не более 4-6 химических элементов. Исключаемые из рассмотрения компоненты несут соответствующую информацию об объекте и должны быть использованы при решении геологических задач. Выбор метода анализа геохимических материалов, позволяющего учесть все имеющееся разнообразие признаков,

является актуальной задачей.

Авторы исследовали возможность применения ряда мер различия (расстояние по Эвклиду и некоторые другие) с целью оценки уровня среза рудной зоны по геохимическим ореолам Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. Работа выполнена в двадцатиодномерном признаковом пространстве. Поскольку абсолютные значения отдельных признаков (например, содержание элементов-спутников) на один порядок и более отличаются от содержаний рудообразующих элементов, для выравнивания влияния всех признаков введены соответствующие коэффициенты. В частности, введен коэффициент 10 к содержаниям серебра, кобальта и молибдена.

Пригодность мер различия для оценки уровня среза околорудных геохимических ореолов определялась следующим образом. Аномальная зона условно делилась на 5 эталонных частей, соответствующих разным уровням месторождения (от верхнего до нижнего). Далее определялись средние значения признаков в пределах каждого эталона. Из материала нескольких скважин, пересекавших околорудный ореол, создавались экзаменационные выборки, по каждой из которых находились средние значения тех же признаков. Далее с применением ЭВМ "Мир-2" оценивались меры различия конкретной экзаменационной выборки с каждым из эталонов. По величине меры определялся эталон, более всего похожий с данной выборкой. Поскольку ответы были известны априори, не трудно было оценить правильность распознавания. О хорошем качестве решения поставленной задачи можно судить по его результатам: из 81 распознаваемой выборки правильно диагностировано 74 (92% правильных ответов). Для сравнения укажем, что лучший для данного месторождения геохимический коэффициент позволил получить на тех же материалах только 78% правильных ответов.

Проведенные исследования позволяют рекомендовать данную методику для решения широкого круга геохимических задач: расчленение магматических образований, анализ геохимических особенностей стратиграфических подразделений, изучение геохимической зональности месторождений и др.

В. Р. Бариколов

О ВЛИЯНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ  
НА ВОЗНИКНОВЕНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННОЙ СВЯЗИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ  
РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ  
ДЛЯ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ВЫВОДОВ

Воспользуясь некоторыми выводами Л. Н. Овчинникова, кратко рассмотрим вопрос возникновения корреляционной связи при взаимном влиянии геохимических и геологических факторов. Из положения о меньшей подвижности элементов-спутников по сравнению с главными следует, что чем больше отставание элемента-спутника от главного компонента, тем ниже между ними корреляция и наоборот, чем выше корреляция, тем меньше это отставание.

При отсутствии геохимической связи между двумя элементами корреляция между ними будет небольшой, так как изменчивость термодинамических условий и концентрации растворов сама по себе не способна привести к такому пропорциональному накоплению элементов, какие бывают в случае тесной корреляционной связи.

Для возникновения высокой корреляционной связи между элементами необходимы определенные условия, основными из которых являются: геохимическое сходство элементов; одинаковые физико-химические условия для всего рассматриваемого участка рудного тела; единый "источник" элементов в процессах рудообразования; одинаковые кларки концентраций элемента-спутника и главного компонента.

Концентрация элементов и соединений, существовавшая в рудообразующем растворе, не известна, но отношение содержаний основных рудообразующих элементов и элементов-примесей в рудных телах в достаточной степени отражает отношение концентраций этих двух групп элементов в растворе (Овчинников, 1948).

Положение об отставании элементов-спутников от главных справедливо полностью только для элементов, не обнаруживающих тесной корреляционной связи. Следует отметить, что при функциональной связи между двумя элементами корреляционный коэффициент будет постоянен и его невозможно использовать для целей геологических построений. Но практически функциональной связи не существует и корреляционные коэффициенты в той или иной мере меняются. Это как раз и открывает возможность их использования.

Применение корреляционных коэффициентов позволяет исключить из общей картины влияние геохимических факторов распределения. Поэтому для решения таких геологических задач, как определение путей движения рудоносных растворов, нужно пользоваться графиками распределения корреляционных коэффициентов.

При изучении различных пар элементов по месторождению Саяк I приводились различные графики распределения корреляционных коэффициентов соответствующих элементов.

По каждой паре элементов для всех проб подсчитывались вначале корреляционные коэффициенты и проводилась разбивка по типам руд. Затем по каждой скважине (по типам руд) подсчитывался средний корреляционный коэффициент. Далее строились графики зависимости корреляционных коэффициентов от содержаний элементов, графики распространения корреляционных коэффициентов по простираанию и горизонтам рудных тел. Производилось сопоставление корреляционных коэффициентов различных пар элементов между собой.

В.К.Кошелев

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ  
МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ОБРАБОТКЕ РЕЗУЛЬТАТОВ  
ГЕОХИМИЧЕСКИХ СЪЕМОК

Ежегодно при проведении наземной и глубинной металлометрии в Казахстане отбирается огромное количество проб. Поэтому вызывает интерес обработка геохимических данных с количественной оценкой предполагаемой эффективности применения математических методов. При этом предлагается учитывать три основные составляющие эффективности.

Во-первых, экономический эффект от применения математических методов может быть получен в результате удешевления вычислений. Применяемый в настоящее время математический аппарат настолько сложен, что подсчет трудозатрат практически невозможен для некоторых задач с большим временем счета на ЭВМ. Оценку эффективности таких алгоритмов и программ по степени сложности поставленных задач целесообразно проводить по количеству затрачиваемого машинного времени на обработку.

Однако экономия живого труда не полностью характеризует действительный экономический эффект, так как не учитывается вся совокупность затрат на обработку информации. Поэтому наиболее применимыми будут стоимостные показатели абсолютной эффективности (разность затрат по сравниваемым способам обработки) и относительной эффективности (как отношение затрат сравниваемых способов). Примером может служить программа вычисления ошибок спектрального анализа, составленная для ЭЦМ БЭСМ-4. Счет всех ошибок для 100 пар значений концентраций любого химического элемента проходит за 30 секунд, что стоит 0,3 руб. При ручном же вычислении требуется 1 час работы техника, что стоит 0,5 руб. Экономия денежных затрат получается равной 0,2 руб., а индекс снижения

стоимости  $\frac{50}{30} = 1,7$ . То есть стоимость вычисления ошибок почти в два

раза дешевле. Такие же расчеты по более сложной программе ("Оценка закона распределения и вычисления характеристик") показывают, что

"ручная" работа обходится в 4 раза дороже. На основании пробных вычислений можно утверждать, что стоимость обработки данных с помощью других, более сложных программы в 5-10 и более раз ниже, чем при неавтоматизированных вычислениях. Если же учесть качественные показатели: улучшение представительности первичных данных, уменьшение числа ошибок, повышение точности расчетов, сокращение сроков обработки и др., эти соотношения изменятся примерно вдвое в пользу применяемых математических программ.

Второй наиболее значительной составляющей эффективности математических методов является прибыль, которая может быть получена от геологических работ в результате применения этих методов (в связи с улучшением их планирования и сокращением объемов для вскрытия искоемых объектов). Было установлено, что применение математических методов построения геохимических карт позволяет уменьшить площадь детализационных работ в 2 и более раза. Ожидаемая эффективность от применения математических методов картирования и классификации аномалий при правильном их применении должна превзойти затраты на эти методы в несколько раз.

Третья составляющая - это уменьшение трудовых затрат, связанных с подготовкой числового материала для обработки по составленным программам. В настоящее время эта работа отнимает много времени, что значительно снижает показатели эффективности применяемых математических методов. Необходимо автоматизировать процесс ввода исходной информации непосредственно в ЭВМ, что значительно повысит экономическую эффективность применения математических методов и ЭВМ при обработке результатов геохимических съемок.



А.Н. Яценко, В.В. Тарасов

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ  
МЕТОДОМ ШИ С АППАРАТУРОЙ МПП-3 ПРИ ПОИСКАХ  
ГЛУБОКОВАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ ТЕЛ

Проведенные работы методом ШИ с аппаратурой МПП-3 показали, что имеющиеся в районе работ известные медноколчеданные месторождения "50 лет Октября", "Приорское" и "Авангард" четко фиксируются аномалиями вторичного поля переходного процесса длительностью до 40 мсек при использовании петли размерами 200x200 м и шаге съемки 200 м. Эпицентры аномальных зон вторичного поля переходного процесса на месторождениях, фиксируемые при использовании аппаратуры МПП-3, в плане точно совпадают с эпицентрами вторичного поля, выявленными в предыдущие годы, с использованием аппаратуры МППО-1. Различия наблюдаются лишь в интенсивности выявленных аномалий. Последние, приуроченные к известным месторождениям, имеют изометричную форму, постепенно уменьшаясь в своих площадных размерах по мере увеличения времени их измерений. Постоянная времени  $T$  для месторождений колеблется в пределах 2,2-16 мсек, что указывает на "рудный" характер объекта. Аналогичных аномалий и аномальных зон вторичного поля переходного процесса на опосредованной площади, которые могли бы соответствовать новым, ранее неизвестным "рудным" объектам, выявить не удалось. Переходный процесс заканчивается в основном при времени 2-3 мсек при  $\tau = 0,8-2,0$  мсек, что указывает на "нерудный" характер таких аномалий.

Выполненные исследования на этой же площади с петлей 600x600 при шаге съемки 600 м также четко зафиксировали известные колчеданные месторождения аномалиями вторичного поля переходного процесса длительностью до 40 мсек, с соотношением значений на последующей и предыдущей задержках  $\frac{I}{2} - \frac{I}{3}$ , что указывает на "рудную" природу объекта.

Кроме того, на опосредованной площади был выявлен ряд неизвестных ранее аномальных зон вторичного поля переходного процесса длительностью до 24 мсек при постоянном времени до 5,4 мсек и спадах переходного процесса, характерных для "рудных" объектов. Аномальные зоны приурочиваются к зонам развития тектонических нарушений и контактам интрузивных тел с основными эффузивами.

Таким образом, полученные результаты могут свидетельствовать об эффективности применения аппаратуры МПП-3 с петлей 600x600 м при поисках глубокозалегающих рудных тел. Есть основание считать необходимым использование петли 600x600 м шагом 600 м на первом этапе поисков с последующей детализацией. Для более точного установления природы таких аномалий необходимо в полной мере использовать все данные других геофизических съемок с последующей проверкой их бурением поисковых скважин глубиной не менее 300 м.

В.В.Иванов, П.М.Дурнов

#### УЛЬТРАЗВУКОВОЙ МЕТОД АКТИВАЦИИ И КОНТРОЛЯ ПАРАМЕТРОВ ТАМПОНАЖНЫХ СМЕСЕЙ

Минеральные добавки, вводимые в тампонажные смеси с целью облегчения, значительно снижают механические свойства цементного камня, что является отрицательным фактором в отношении упрочения обсадных колонн. В связи с этим встал вопрос о разработке новых методов активации тампонажных смесей, приготовленных на базе местного сырья. Метод активации тампонажных смесей заключается в воздействии на них мощных ультразвуковых полей. Исследовалось влияние на тампонажные смеси ультразвуковых полей разной интенсивности и частоты в течение различных промежутков времени.

Для исследования физико-механических свойств в условиях, приближенных к скважинным, был сконструирован прибор, позволяющий изучать упругие свойства цементного камня при температуре до 200°C и давлении

до 1000 кгс/см<sup>2</sup>. Работы показали, что ультразвуковой метод активации тампонажной смеси позволяет значительно увеличить модуль упругости цементного камня и тем самым повысить несущую способность обсадных колонн, что особенно ценно при солевой коррозии и наличии пластического течения солей. Ультразвуковой метод контроля имеет преимущества по сравнению с разрушающими методами: дает возможность воспроизводить испытания и сопоставлять их между собой, а также осуществлять контроль твердения непосредственно в условиях, приближенных к скважинным.

В. Г. Нигай, В. В. Ванк

#### ОПЫТ БОРЬБЫ С НАРУШЕНИЕМ УСТОЙЧИВОСТИ СТЕНКИ СКВАЖИН НА НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАЗАХСТАНА

В одной из партий Волковской экспедиции Мингео СССР авторами была испытана рецептура малосиликатного раствора, в состав которого входит углекислотный реагент (УЦР) и силикат натрия. Осложнения при проведении геологоразведочных скважин в условиях этой партии обусловлены, в основном, наличием в разрезе неустойчивых отложений, представленных глинами, песками, алевропесчаниками и алевролитами. Бурение этого интервала сопровождается сужением ствола скважин, обвалами, осыпями пород и интенсивным кавернообразованием. Последствиями указанных осложнений являются посадки, затяжки и прихваты бурового инструмента, приводящие к длительным простоям и тяжелым авариям.

Наряду с этим, в процессе бурения раствор интенсивно обогащается частицами выбуренных пород, быстро приходит в негодность и требует замены. Первоначально малосиликатный раствор был применен на трех скважинах, заложенных в одинаковых геологических условиях с проектными глубинами 508, 510 и 529 м. Для приготовления раствора использовался применяемый в партии УЦР и силикат натрия. При проведении лабораторных исследований была установлена оптимальная концентрация силиката натрия в растворе, составляющая 3%. При бурении четвертичных отложений использовался глинистый раствор с параметрами: удельный вес 1,35 + 1,40 г/см<sup>3</sup>; вязкость 70 + 80 сек; водоотдача 30 + 35 см<sup>3</sup> за

30 мин; pH = 7. Переход на промывку малосиликатным раствором был произведен после вскрытия четвертичных отложений на глубинах 98 (скв. I328), 100 (скв. I430) и 105 м (скв. I431). В процессе бурения параметры раствора изменялись в пределах: удельный вес 1,11 + 1,18 г/см<sup>3</sup>; вязкость по СПВ-5 25 + 32 сек; водоотдача 5 + 8 см<sup>3</sup> за 30 мин; pH > 10; статистическое напряжение сдвига (СН) через 1 и 10 мин соответственно 6 + 8 и 18 + 22 мг/см<sup>2</sup>. Следует отметить, что вязкость раствора эпизодически повышалась до 40 + 60 сек и снижение ее осуществлялось добавлением свежих порций. С применением указанного раствора все скважины были пробурены до проектных глубин. Осложнений в процессе бурения не наблюдалось. Коэффициенты кавернозности по трем пробуренным скважинам составили: 1,15 (скв. I328), 1,196 (скв. I430) и 1,08 (скв. 431). Средний коэффициент кавернозности по 13 скважинам, пробуренным в аналогичных условиях, с промывкой УЩР составил 1,7. Средний расход раствора на одну опытную скважину составил 27 м<sup>3</sup>, в то время как обычно на скважину такой же глубины расходовалось около 50 м<sup>3</sup> УЩР.

В процессе бурения были отмечены значительные трудности, возникающие при регулировании вязкости этих растворов. В целях устранения указанных недостатков в дальнейшем для поддержания вязкости силикатных растворов в допустимых пределах был применен игетан (понижитель вязкости). Малосиликатный раствор, обработанный им, применялся на двух скважинах. Переход на промывку им осуществлялся перед вскрытием пород неогенового возраста. При этом ранее применяемый глинистый раствор был полностью заменен на малосиликатный с параметрами: удельный вес 1,0 г/см<sup>3</sup>; вязкость по СПВ-5 18+19 сек; водоотдача 6+9 см<sup>3</sup> за 30 мин; pH > 10. Концентрация силиката натрия в растворе составляла 3%. При загустевании раствора в интервалах бурения глинистых и песчано-глинистых отложений снижение вязкости осуществлялось путем ввода двадцатипроцентного водного раствора игетана. Содержание последнего в малосиликатном растворе составляло 0,6-0,8% (в пересчете на сухое вещество). В процессе бурения параметры раствора поддерживались в пределах: удельный вес 1,08+1,15 г/см<sup>3</sup>; вязкость 22+28 сек; водоотдача 2,5+7,0 см<sup>3</sup> за 30 мин; pH > 10. Коэффициенты кавернозности по пробуренным скважинам составили соответственно 1,156 и 1,192.

Таким образом, применение малосиликатного раствора позволило предотвратить осложнения, сопутствующие применению УЩР, уменьшить расход промывочной жидкости и повысить качество буровых работ.

В Соколовской ГРЭ (СКТУ) при применении обычных глинистых рас-

творов, обработанных кальцинированной содой, наблюдается сужение стволов скважин вплоть до полного перекрытия, обвалы и осыпи пород, а также поглощение промывочной жидкости в процессе бурения, вызывающее дополнительные осложнения. Основным способом борьбы с указанными осложнениями является крепление скважин обсадными трубами, что приводит к усложнению конструкции скважин и снижению производительности бурения. Необходимо отметить, что такой способ не всегда эффективен из-за невыдержанности зон осложнений по мощности и глубине залегания.

Для ликвидации поглощений при бурении скважин нами был применен химически аэрированный глинистый раствор. В качестве вспенивающих добавок применялись поверхностно активные вещества ОП-7 и ПО-Г. Добавление реагентов при первичной обработке на всех скважинах не превышало 0,1%, при последующих - не более 0,05% (объемных). На трех скважинах переход на промывку химически аэрированными глинистыми растворами был произведен после перекрытия обсадными трубами верхней части разреза, остальные семь скважин были пробурены с применением аэрированного раствора от нуля до проектной глубины. Бурение скважин во всех случаях происходило без поглощения промывочной жидкости, причем было отмечено, что посадки и затяжки бурового инструмента при спуско-подъемных операциях полностью отсутствовали, прекратились обвалы и осыпи неустойчивых пород. Кроме того, ни одна из семи опытных скважин не крепилась обсадными трубами.

Достигнутый эффект может быть объяснен особенностями физико-химического взаимодействия раствора с неустойчивыми породами (Винарский, Гончарова, 1969; Междумов, 1970).

Нами были проведены работы и по закреплению интервалов неустойчивых пород в Лениногорской ПРЭ ВКТИУ мочевино-формальдегидной смолой типа МФ-Г7. В качестве отвердителя были использованы соляная и щавелевая кислоты. Работы были проведены на трех скважинах: 116, 125 Гусяковского месторождения и 213 Стрежанского. Осложнения здесь происходят, в основном, в зонах дробления и брекчирования. Наличие зон поглощений в интервалах неустойчивых пород при изоляционных работах с использованием цемента, глины и др. не позволяет получить положительные результаты. Закрепление неустойчивых интервалов мочевино-формальдегидной смолой позволило ликвидировать осложнения в результате первых заливок и продолжить бурение с промывкой технической водой. Особенностью данного способа является то, что смесь мочевино-формальдегидной смолы и отвердителя выдавливается в нужный интервал в момент потери текучести и начала твердения, в результате чего она не смешивается с жид-

костью, находящейся в скважине. Подготовка смеси производилась на поверхности, доставка осуществлялась с помощью специального контейнера. Количество отвердителя подбиралось с таким учетом, чтобы смесь до начала твердения могла быть доставлена в нужный интервал и выдавлена в скважину.

Опыт работы показал достаточную эффективность всех описанных способов при бурении скважин в неустойчивых разрезах с различными геолого-техническими условиями.

Правильный подбор параметров и химического состава раствора позволяет предотвратить ожидаемое или даже ликвидировать начавшееся осложнение.

А. М. Лиховцев, Ю. Г. Тузов, В. П. Попыкин

#### РЕЗУЛЬТАТ АЛМАЗНО-ГИДРОУДАРНОГО БУРЕНИЯ СКВАЖИН МАЛОГО ДИАМЕТРА

В 1972 г. авторами были произведены стендовые эксперименты по бурению алмазными наконечниками высокочастотным гидроударником ГВ-4. Бурение производилось по гранитным блокам импрегнированным алмазными коронками ОГИЗДИ5СН60 диаметром 76 мм. Целью эксперимента было сравнить данные по бурению алмазной коронкой с высокочастотным гидроударником и без него в идентичных условиях. Было установлено, что увеличение нагрузки от 200 кгс до 1100 вызывает постоянный прирост механической скорости, которая в 1,5-2 раза выше, чем при обычном алмазном способе бурения. При гидроударном режиме технологические параметры были следующими: скорость вращения 237 об/мин, давление на манометре 23-25 кгс/см<sup>2</sup>, расход промывочной жидкости 150-160 л/мин. Регулировка гидроударника: свободный ход 4 мм, ход клапана 4 мм. При обычном вращательном бурении расход промывочной жидкости - 25-40 л/мин.

Следующий этап экспериментов предполагал установление зависимости механической скорости от числа оборотов шпинделя станка при посто-

данной нагрузке на породоразрушающий инструмент, равной 1100 кгс. Исследования проводились при скоростях вращения в 102, 182 и 237 об/мин. Режимы бурения были те же, что и в предыдущем опыте. Регулировка высокочастотного гидроударника: свободный ход 3,5 мм, код клапана 4 мм.

Разница показателей при вибрационно-алмазном и обычном способе на малых скоростях вращения была незначительна. С увеличением скорости вращения снаряда механическая скорость при вибрационно-алмазном способе в 1,7 раза превышала скорость алмазного бурения. При этом повышенного износа коронки не наблюдалось.

Завершающий этап экспериментов проводился в производственных условиях в Зрянновской ГРЭ на площади Зрянновского и Грековского месторождений на агрегатах, оснащенных металлическими копрами ВР-24/30 высотой 24 м, станками ЗИФ-1200 А, насосами ИИ-ГРВ с приводом от электродвигателей мощностью 40 квт. Бурильная колонна составлялась из труб диаметром 50 мм, свинченных в свечи длиной 18 м с муфтосамковыми соединениями. Для сброса избыточной воды с целью ликвидации противодавления, возникающего в колонковой трубе по мере заполнения ее керном, в компоновку был введен эжектор, что позволило проводить бурение с призабойной циркуляцией. Таким образом, снаряд состоял (снизу вверх) из алмазной коронки, колонковой трубы (без кернорвателя), переходника, эжектора, гидроударника ГВ-4 и колонны бурильных труб. Бурение проводилось алмазными коронками 14А3ЛЗ5К20 и ОДМЗК7АК35 в породах VIII-XII категорий по буримости.

Механическая скорость при вибрационно-алмазном бурении (по кварц-полевошпатовым фельзитовидным порфирам и фельзит-порфирам XI и XII категорий) однослойными коронками с крупностью алмазов 35-20 шт. на квадрат колебалась от 1 до 1,5 см/мин против 0,2 см/мин при обычном способе. Была установлена зависимость изменения величины механической скорости от частоты вращения снаряда и нагрузки на породоразрушающий инструмент. Так, при увеличении числа оборотов бурового снаряда закономерности прироста механической скорости сохраняются те же, что и при обычном алмазном бурении. Увеличение нагрузки на коронку свыше 800 кгс значительного прироста механической скорости не давало. Интервал оптимальных нагрузок - 600-800 кгс.

Наложение вибрации на породоразрушающий инструмент положительно сказалось и на обработке коронок, увеличив время их работы на 35%. Использование для бурения коронок с матрицами средней твердости позволило накладывать на них вибрационные нагрузки до 2 кгс/м. В ходе

экспериментов обработка коронок была ровной, явления зашлифовки алмазов не наблюдалось, наибольшему износу подвергались алмазы подрезные внутренние, наименьшему – объемные.

Применение в данной компоновке эжектора позволяло производить бурение без предварительной обработки забоя с целью удаления твердого сплава и кусочков керна. Очистка производилась в процессе бурения благодаря эжекции. Из бурового цикла исключалась операция по заклинке керна, а из бурового снаряда – кернорватель. Подклинки керна при вибрационно-алмазном бурении исключены, а выход его составляет около 90%; в зонах дробления, разломов и в породах, интенсивно нарушенных трещинами – не менее 70%.

Проведение экспериментального бурения в абразивных породах VIII и IX категорий по буримости дало прирост механической скорости бурения в три раза при сохранении всех вышеуказанных закономерностей. Применение вибрационно-алмазного способа бурения позволило уменьшить интенсивность зенитного искривления в 2 раза.

Таким образом, проведение скважин комбинированным гидроударным и вибрационно-алмазным способом позволяет улучшить качество геологоразведочных работ, повысить производительность бурения, снизить его стоимость.

И. Д. Серебrenников, Ф. А. Бобылёв

#### О ВЛИЯНИИ ГИРОСКОПИЧЕСКИХ СИЛ НА ХАРАКТЕР ДВИЖЕНИЯ БУРОВОГО СНАРЯДА

С ростом скоростей вращения бурового снаряда появляется потребность в оценке гироскопических сил и возможного влияния их на ряд явлений, сопутствующих процессу бурения (искривление скважин, вибрации и др.). Вероятно, это влияние возможно в случае, если они окажутся достаточно велики, чтобы оказать заметное воздействие на поведение компоновки низа бурового инструмента. Для того, чтобы оценить это, возъ-



мем известное дифференциальное уравнение поперечных колебаний бурильной колонны:

$$\left. \begin{aligned} \rho J \frac{d^4 x}{ds^4} + p \frac{d^2 x}{ds^2} + m \frac{d^2 x}{dt^2} = 0 \\ \rho J \frac{d^4 y}{ds^4} + p \frac{d^2 y}{ds^2} + m \frac{d^2 y}{dt^2} = 0 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

и включим в него действие гироскопических сил

$$\left. \begin{aligned} \rho J \frac{d^4 x}{ds^4} + p \frac{d^2 x}{ds^2} + m \frac{d^2 x}{dt^2} - m \tau^2 \left( \frac{d^4 x}{ds^2 dt^2} + 2\omega \frac{d^3 y}{ds^2 dt} \right) = 0 \\ \rho J \frac{d^4 y}{ds^4} + p \frac{d^2 y}{ds^2} + m \frac{d^2 y}{dt^2} - m \tau^2 \left( \frac{d^4 y}{ds^2 dt^2} - 2\omega \frac{d^3 x}{ds^2 dt} \right) = 0 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Четвертое и пятое слагаемое учитывают действия соответственно инерции поворота сечения в данной плоскости и гироскопического действия того же сечения из-за поворота в другой плоскости.

Представляя уравнение (2) в сокращенной записи, получим:

$$\left. \begin{aligned} \rho J x^{iv} + p x'' + m \ddot{x} - m \tau^2 (\ddot{x}'' + 2\omega \dot{y}''') = 0 \\ \rho J y^{iv} + p y'' + m \ddot{y} - m \tau^2 (\ddot{y}'' - 2\omega \dot{x}''') = 0 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Переходя к комплексному выражению, уравнение (3) представим в следующем виде:

$$\rho J z^{iv} + p z'' + m \ddot{z} - m \tau^2 (\ddot{z}'' - 2i\omega \dot{z}''') = 0, \quad (4)$$

где  $z = x + iy$

Решение уравнения (4) будем искать в виде

$$z = U \sqrt{\ell} \frac{is\sqrt{\tau}}{\ell} e^{i\lambda t} \quad (5)$$

Здесь величина  $\sqrt{\ell}$  характеризует форму изгиба колонны, а следовательно учитывает граничные условия, т.е. закрепление ее концов. Если предположить, что оба конца колонны шарнирно оперты, то вместо равенства (5) получим:

$$z = U \sin \frac{\sqrt{\tau}}{\ell} s \ell^{i\lambda t} = U \sin \frac{\pi n s}{\ell} \ell^{i\lambda t} \quad (6)$$

Подставив уравнение (6) в выражение (4), получим:

$$\left( 1 + \frac{\pi^2 n^2 \tau^2}{\ell^2} \right) \lambda^2 - 2\omega \lambda \frac{\pi n \tau}{\ell^2} - \frac{\pi^2 n^2}{\ell^2} \left( \frac{\rho J}{m} \frac{\pi^2 n^2}{\ell^2} - \frac{p}{m} \right) = 0, \quad (7)$$

откуда получим для скоростей прецессии:

$$\lambda = \frac{\pi n \tau}{\ell} \cdot \frac{\frac{\pi n \tau}{\ell} \omega \pm \sqrt{\frac{\pi^2 n^2 \tau^2}{\ell^2} \omega^2 + \left( 1 + \frac{\pi^2 n^2 \tau^2}{\ell^2} \right) \frac{1}{m} \left( \frac{\pi^2 n^2 \rho J}{\ell^2} - p \right) \frac{1}{\tau^2}}}{1 + \frac{\pi^2 n^2 \tau^2}{\ell^2}} \quad (8)$$

где:  $n = 1, 2, 3, \dots, n$  — формы равновесия,

$\tau$  — радиус колонны (компоновки),

$\ell$  — длина сжатой части колонны,

$\omega$  — угловая скорость вращения колонны,

$m$  — приведенная масса колонны,

$p$  — осевая нагрузка.

Выражение (8) дает два значения для скорости  $\lambda$  — положительное и отрицательное, что соответствует прямой и обратной прецессии изогнутой оси колонны.

Анализируя выражение (8), нетрудно видеть, что величина  $\frac{\pi^2 n^2 \tau^2}{l^2}$  в условиях бурения очень мала и несоизмерима с единицей. В свою очередь величина  $\frac{1}{m \tau^2} \left( \frac{\pi^2 n^2 \delta J}{l^2} - p \right)$  на несколько порядков выше величины  $\frac{\pi^2 n^2 \tau^2}{l^2} \omega^2$  даже при самом максимальном значении скорости вращения, какое возможно в бурении.

Но в таком случае<sup>o</sup> получаем, что

$$\lambda = \frac{\pi r}{l} \sqrt{\frac{1}{m} \left[ \frac{\pi^2 n^2 \delta J}{l^2} - p \right]} \quad (9)$$

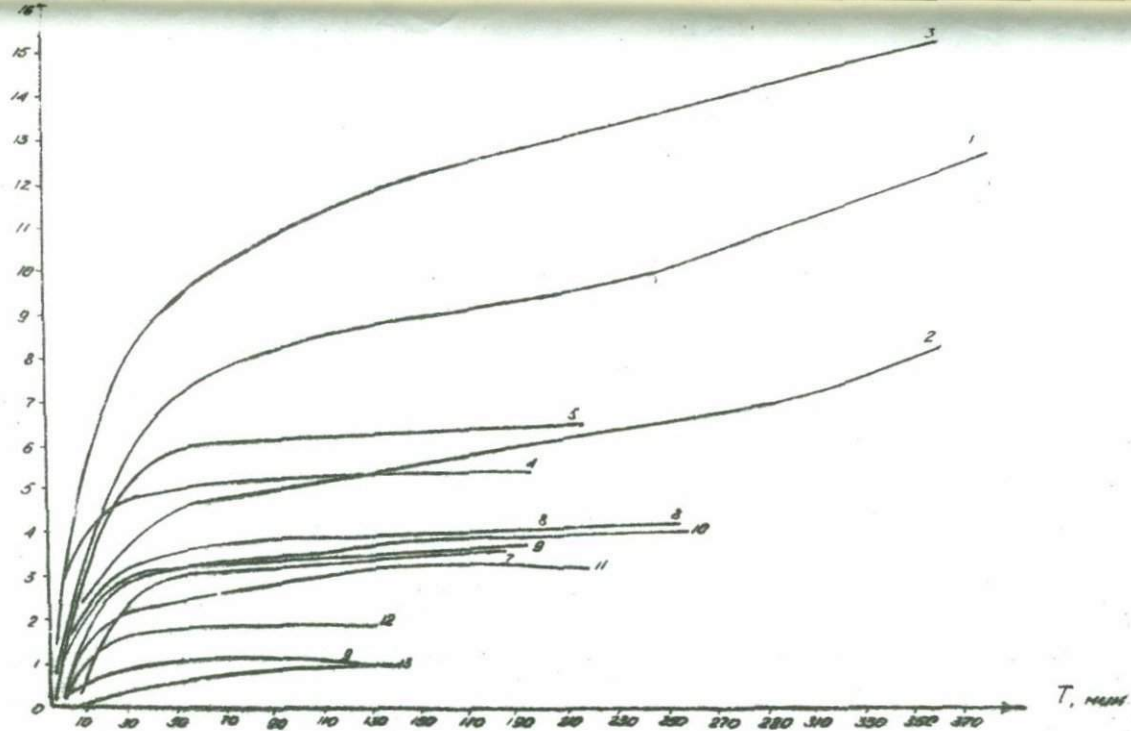
Выражение (9) хорошо известно в бурении, из него можно получать значения критической скорости, количество полуволин колонны и их длину. Аналогичное выражение при  $\lambda = \omega$  нетрудно получить из дифференциального уравнения (I).

Из сказанного видно, что в условиях бурения гироскопические силы ничтожно малы и не могут оказывать влияния на движение бурового инструмента из-за малой величины отношения  $\frac{\tau}{l}$ . Поэтому прецессионное движение бурового снаряда следует относить не за счет гироскопических сил, а за счет сил внешнего и внутреннего трения.

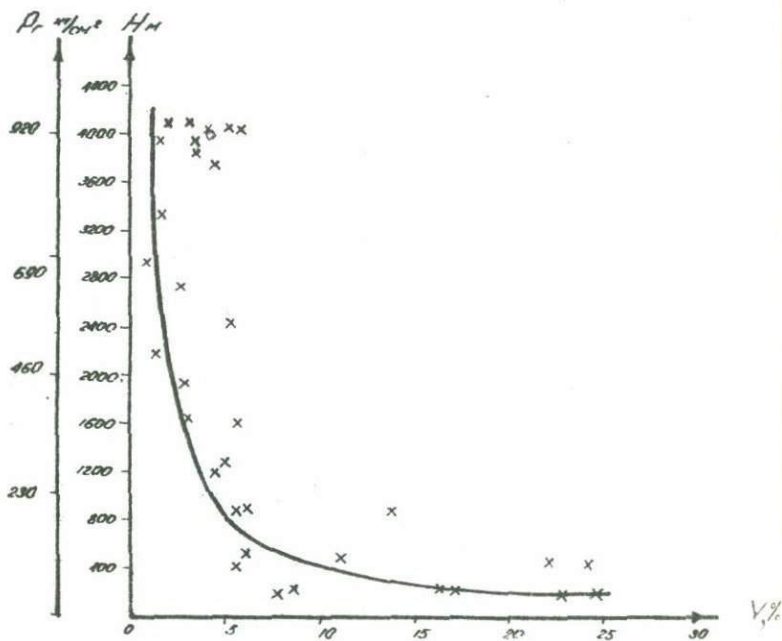
И. Т. Бирманов, К. Г. Лукбанов, Б. Л. Альсеитов,  
К. Улукпанова, С. К. Кудмурзин

#### ИССЛЕДОВАНИЕ НАБУХАЕМОСТИ ГЛИНЫ И ПРЕДУПРЕЖДЕНИЕ ОБУСЛАВЛИВАЕМЫХ ИМИ ОСЛОЖНЕНИЙ В БУРЕНИИ

Нами проводились исследования набухаемости глин, глинистых пород и аргиллитов из над- и подсолевых отложений по Западному Казахстану. Установлено, что набухаемость глины уменьшается с глубиной залегания и увеличением приобретенного напряженного состояния (рис. I). Выявле-



Р и с. I. Линии 1, 2, 3 - 250-253, 253-258, 470-480 м, скв.к-8; линии 4, 5, 6 - 885-893, 893-900, 1208-1316 м, скв.Г-I; линии 7, 9 - 3854-3859, 3972-3978 м, скв.Г-90; линия 8 - 3818-3853 м, скв.Г-93; линии 10, 11, 12 - 4088-4091, 4121-4125, 4139-4143 м, скв.Г-91; линия 13 - 4050-4053 м, скв.Г-89



Р и с. 2. Изменение набухаемости глин в зависимости от глубины

на подверженность аргиллитов к набухаемости. Так, артинские аргиллиты с глубины порядка 4000 м на месторождении Кенкияк в лабораторных условиях имеют значение набухаемости в пределах 2-6%. Это объясняется наличием зон аномально высоких пластовых давлений (АВПД).

На основе большого количества опытов получена паспортизация набухаемости глин в зависимости от глубины, по которой установлена закономерность набухаемости глины. Она описывается строгим математическим выражением типа:

$$V = \frac{I}{H} \quad (1)$$

и 
$$V = \frac{I}{P} \quad (2)$$

Выведена и предложена формула для определения удельного веса промысловой жидкости, при котором в условиях скважины не будет иметь место набухание глины:

$$V_p = \left( \frac{100 \cdot m}{V \cdot H} - 1 \right) \gamma_r \quad , \text{ где}$$

$m$  - переходной коэффициент (рис.2);  $V$  - набухаемость глины при глубине  $H$ ;  $\gamma_r$  - средне-взвешенный удельный вес горных пород. Правильность формулы подтверждается данными практики бурения на месторождении Кенкияк.

Нами обосновывается возможность прогнозирования зон АВПД и других осложнений по значениям набухаемости глин и аргиллитов, что подтверждается данными практики.

Отмечается, что глины перемятые, претерпевшие в прошлом значительные перегрузки, независимо от глубины залегания и малой набухаемости, весьма неустойчивы. Рекомендуется в таких интервалах создавать значительные противодействия на стенки скважины, пользуясь предложенной формулой.

И.Т.Бирманов, Б.Д.Альсеитов,  
К.Г.Луибанов, С.К.Кулмурзин

## ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КАВЕРНООБРАЗОВАНИЯ В СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩЕ

Одним из основных осложнений при бурении подсолевых скважин является кавернообразование в галогенной толще. Прогноз возможных зон кавернообразования в солях является важнейшей профилактической мерой для успешной проводки скважины. Нами под руководством кандидата технических наук М.А.Танкибаева проводились исследования в области прогнозирования кавернообразования в солях по внешним факторам, характеру отдельных технологических процессов и по оперативной обработке некоторых данных результатов бурения, позволяющих своевременно вводить корректировку в технологический режим бурения, обеспечивающих предупреждение осложнений.

По скважине Жана-Жол I в интервале залегания соленосных отложений от 1400 до 1785 м показатели соленосного раствора поддерживались с помощью УЩР +  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и свежеприготовленного глинистого раствора в пределах: удельный вес  $\gamma$  - 1,2-1,32 г/см<sup>3</sup>; вязкость  $T$  - 45-60 сек по СПВ-5; водоотдача - 26 см<sup>3</sup> за 30 минут. Соленость фильтрата раствора за счет ввода пресных реагентов и глинистого раствора постоянно изменялась. Раствор большей частью был недонасыщен солью, о чем свидетельствует и резкое колебание удельного веса от 1,2 до 1,4 г/см<sup>3</sup>. Но затем, после нескольких циклов циркуляции, он восстанавливался благодаря растворению стенок скважины и был равен 1,32 г/см<sup>3</sup>. Растворение солей из стенок скважины способствовало образованию значительных каверн.

При бурении скважины 2-П Жана-Жол, расположенной на той же площади, показатели раствора были следующими: удельный вес  $\gamma$  - 1,28 г/см<sup>3</sup>; вязкость  $T$  - 45-50 сек по СПВ-5; водоотдача  $B$  - 20 см<sup>3</sup> за 30 минут. Скважину в интервале от 1360 до 1670 м бурили с промывкой стабилизированным раствором, насыщенным солью. Концентрация соли в фильтрате

раствора постоянно поддерживалась в пределах 25-28%. Кавернограмма в этом интервале показала незначительное увеличение диаметра ствола от заданного. Бурение скважины в интервале от 1320 до 2100 м продолжалось в течение 22 дней, причем за этот период не было ни одной проработки, ни одного случая прихвата или затяжки бурильного инструмента. Приведенные данные по скважине 2-П Жана-Жол свидетельствуют о том, что в твердой фазе раствора находился некоторый избыток кристаллической соли. Следовательно, с увеличением содержания соли в растворе кавернообразование уменьшается.

При рассмотрении влияния отдельных факторов на кавернообразование и их прогнозе большой интерес представляет анализ химического состава солей. Нами был проведен химический анализ кернового материала из скважины I4-П Киндысай и шлама из скважины 88-П Кенкияк. Установлено, что основу солевого разреза составляет галит  $\text{NaCl}$  с весьма незначительными примесями хлористого магния, серноокислого кальция, серноокислого натрия и хлористого кальция. Исключение составляет интервал I418-I443 м (скв. I4-П Киндысай), где основными породообразующими минералами являются галит и сильвин  $\text{KCl}$ , причем содержание последнего колеблется в пределах от 17,8 до 55,6%. Рассмотрение кавернограммы показало, что основной причиной появления в данном интервале каверн является наличие в разрезе скважины калийных солей.

В изучении влияния химического состава солей на процесс кавернообразования интересны анализы фильтрата бурового раствора. Так по скважине 93-Кенкияк интервалы, где по данным анализа фильтрата раствора преобладает увеличение содержания  $\text{K}$  (3157-3222 м, 3462-3645 м), отмечены увеличением числа проработок. Причиной этого является наличие в них солей калия, которые в процессе бурения с малой механической скоростью интенсивно растворяются. В конечном счете такие проработки приводят к образованию каверн в терригенных породах с содержанием солей калия.

Обнаружив и определив интервалы залегания терригенных пород, зачастую сталкиваемся с фактом изобилия в этих зонах каверн. Наличие их в зоне пластов, прослоек, включений с терригенными породами отмечалось по каждой скважине в отдельности. Одна из причин их образования - растворение солей из терригенных пород, приводящих к нарушению их моноструктуры, что приводит к образованию осыпей, обвалов, представляющих потенциальную возможность возникновения каверн. Другой причиной является наличие ангидрита в толще соли и терригенных породах. Его набуха-

ние вызывает сужение ствола скважины и проработку, при которой снимается слой гипса, увеличивается до номинального диаметр ствола, но в то же время вновь обнажается слой ангидрита, который при взаимодействии с фильтратом промывочной жидкости набухает и в конечном итоге ведет к образованию каверн.

Интерес представляет рассмотрение графиков механической скорости по скважинам 83-П Кенкияк, 93 Кенкияк и 3 Шубар-Кудук. В интервалах 3117-3150, 3350-3500 м по скважине 88-П Кенкияк, 3285-3400, 3610-3650 м по скважине 93 Кенкияк и 4012-4077, 4250-4270, 4525-4615 м по скважине 3 Шубар-Кудук наблюдается прямая зависимость изменения механической скорости бурения с изменением диаметра ствола скважины. Следует отметить, что снижение механической скорости в солях обусловлено наличием терригенных пород, которые являются предпосылкой к образованию каверн.

В то же время интервалы, для которых характерны уменьшения механической скорости, обуславливаются и интенсивной проработкой. Являясь следствием несоответствия технологии бурения, непредвиденные проработки, обусловленные определенным качественным и количественным изменением пород в пласте, приводит к образованию каверн. Отсюда следует, что они предшествуют или сопутствуют процессу кавернообразования.

Таким образом, наблюдение за отдельными технологическими процессами и состоянием пород при оперативной их обработке обеспечивает возможность получения вполне достоверных сведений, способствующих прогнозированию возможного кавернообразования. Это позволяет внести соответствующую корректировку и принять окончательные меры по их предупреждению.



В.И.Петерс, В.И.Коломиец, В.В.Иванов

ИССЛЕДОВАНИЯ РАСШИРЯЮЩИХСЯ  
ТАМПОНАЖНЫХ СМЕСЕЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЕРМЕТИЗАЦИЮ  
ЗАКОЛОНКОВОГО ПРОСТРАНСТВА

Одной из наиболее серьезных проблем цементирования скважин является невозможность получения удовлетворительного сцепления в контактных зонах обсадная труба - цементный камень - порода при применении обычных тампонажных цемента. Следствием этого являются затрубные газопроявления, переходящие в открытые газовые фонтаны, межпластовые протоки флюидов, а также негерметичность цементных мостов и другие осложнения.

Применение расширяющихся цементов может служить средством предотвращения затрубных газопроявлений и межпластовых перетоков флюидов, защиты труб от коррозии, а в соленосных отложениях позволит создать условия, в какой-то степени приостанавливающие начало пластической деформации солей, слагающих стенки скважины. К тому же их применение позволяет значительно повысить герметизацию контактной зоны труба - цемент - глинистая корка - порода. В зависимости от толщины и плотности глинистой корки давление прорыва воды в контактной зоне различное, но во всех случаях оно в 10-40 раз больше давления при применении нерасширяющегося цемента. Так, при толщине глинистой корки 3 мм давление прорыва воды в контактной зоне при нерасширяющемся цементе на 1 м составило 10, а при расширяющемся - 128 кгс/см<sup>2</sup>. Расширяющиеся тампонажные смеси имели контактное давление от 1,5 до 3,4 кгс/см<sup>2</sup> на 1% расширения. В зависимости от толщины и плотности глинистой корки контактное давление снижается до 0,1-0,3 кгс/см<sup>2</sup> на 1% расширения.

Для проведения исследований были разработаны и собраны две установки, позволяющие определить величину расширения тампонажных смесей при температуре до 200°C и давлении до 1000 кгс/см<sup>2</sup>. Были исследованы свойства расширения при добавлении негашеной извести тампонажного порт-

ланд-цемента, цементно-вольной и цементно-песчаной смесей при различной воде затворения. Далее были исследованы тампонажные смеси, приготовленные на основе сырья Западного Казахстана. Результаты показывают, что отходы Актюбинского завода хромовых соединений (хроматный шлам) в сочетании со шлаками Актюбинского завода ферросплавов, тампонажных цементов и местных материалов (песок, лесс, диатомит, мел и др.) могут быть применены для разработки расширяющихся тампонажных смесей. Изготовлены расширяющиеся шлакопесчаные, шлакоцементные и утяжеленные тампонажные смеси. Такими смесями в Казахстане зацементировано 20 обсадных колонн, спущенных для перекрытия соленосных и подсолевых отложений на глубины от 1258 до 6006 м, а также эксплуатационная колонна в сверхглубокой скважине СГ-2 Бийскал на глубине 6006 м.

В.М.Калдыков, В.И.Ткачев

#### ПРОМЫШЛЕННОЕ ПРИГОТОВЛЕНИЕ ТАМПОНАЖНЫХ СМЕСЕЙ

В ближайшие годы в Казахстане намечается значительное увеличение добычи нефти и газа, что может быть обеспечено за счет открытия новых месторождений (помимо ввода в разработку уже разведанных площадей).

В управлении "Казнефтегазразведка" Министерства геологии КазССР, совместно с АО КазНИГРИ, МИНХ и ПП, а также Эстонским проектно-институтом на основе существующих дезинтеграторов был изготовлен передвижной помольно-смесительный агрегат. Он позволяет готовить смеси, состоящие из двух, трех и более компонентов, повышать активность тампонажных смесей, а также восстановить физико-механические свойства залежалых цементов до требуемых стандартом.

Состав тампонажной смеси с определенными физико-механическими свойствами подбирается в лабораторных условиях и сама смесь обрабатывается в лабораторных дезинтеграторах. У выбранной смеси определяется эффект измельчения и удельный нетто-расход энергии, необходимый при ее обработке.

Чтобы получить свойства промышленной тампонажной смеси, аналогичные лабораторным, возникла необходимость в промышленных установках, подобных лабораторным. Критерием подобия был выбран эффект помола. Получена формула подобия режимов работы двух дезинтеграторов.

На основе расчетных и экспериментальных данных составлены графики зависимости прироста удельной поверхности от затраченной энергии и зависимости числа оборотов корзин дезинтеграторов от затрат энергии на обработку определенного материала с получением заданного прироста удельной поверхности.

В настоящее время потребность в тампонажных цементах не может быть удовлетворена за счет единичных передвижных помольно-смесительных агрегатов. Как показали экономические расчеты, более выгодным для обеспечения нужд Министерства геологии КазССР в тампонажных материалах является строительство цеха по приготовлению сухих тампонажных смесей, глины и других порошков с производительностью до 100 тысяч тонн в год.

В настоящее время такой цех спроектирован и строится в Актюбинске.

Л.И.Свиридова, Ю.В.Ненароков

#### К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НОРМАТИВНЫХ СРОКОВ БУРОВОЙ РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время ежегодные ассигнования в геологической разведке достигли почти 3 млрд. рублей и продолжают расти. Если учесть, что от начала поисков до момента передачи рудных месторождений промышленности обычно проходит 10-15 и более лет, а каждый год "пролеживания" этих средств обходится государству во многие миллионы рублей, становится понятным стремление сократить эти сроки до минимума. Сокращение этих сроков, помимо быстреего удовлетворения потребности народного хозяйства в минеральном сырье принесет ему и реальный экономический эффект в виде досрочно полученной прибыли от отработки запасов.

Мнение о том, что наиболее целесообразны минимальные техниче-

возможные сроки разведки месторождений полезных ископаемых, на проверку оказывается несостоятельными. Результаты проведенного нами исследования свидетельствуют, что минимальные возможные сроки оказываются желательными и необходимыми лишь в том случае, когда планируемые темпы добычи высоки, а современная обеспеченность отрасли разведанными запасами ниже нормы. Если же обеспеченность в настоящий момент выше требуемой и запасов достаточно даже для того, чтобы удовлетворить и перспективный рост добычи, то темпы прироста новых запасов могут быть снижены. Поэтому встает вопрос о необходимости поисков оптимальных (нормативных) сроков разведки месторождений.

Время выполнения требуемого объема геологоразведочных работ определяется, во-первых, трудоемкостью разведки объекта, во-вторых, количеством и качеством применяемого горнопроходческого бурового и вспомогательного (транспорт) оборудования и, в-третьих, уровнем организации производства и труда в геологоразведочной партии, а главным образом, в ее буровом цехе.

Чтобы установить общий срок разведки месторождения, необходимо детально проследить принятую на практике схему последовательного проведения несовместимых во времени видов геологоразведочных работ по каждой стадии. Результаты такого анализа показали, что время выполнения каждой стадии можно разбить на три технологически несовместимых этапа: первый - проектно-организационный этап - от начала составления проекта работ на стадию до начала разведочного бурения; второй этап - разведочное бурение; третий - оценочный этап - от момента завершения буровых работ до утверждения ТЭС, ТЭД или подсчета и утверждения запасов в ИКЗ. Если их продолжительность обозначить соответственно как  $t_n$ ,  $t_d$ ,  $t_o$ , то время проведения каждой стадии и общий срок разведки месторождения составит:

$$\text{поисково-разведочных работ} \quad T_I = t_n^1 + t_d^1 + t_o^1 \quad (1)$$

$$\text{предварительной разведки} \quad T_2 = t_n^2 + t_d^2 + t_o^2 \quad (2)$$

$$\text{детальной разведки} \quad T_3 = t_n^3 + t_d^3 + t_o^3 \quad (3)$$

---


$$\text{всей разведки месторождения} \quad T = t_n + t_d + t_o \quad (4)$$

Анализ данных о фактическом распределении во времени всех технологических операций в процессе разведки медных и полиметаллических месторождений Казахстана свидетельствует о том, что наиболее трудоемким и длительным видом работ на каждой стадии является разведочное бурение. Все остальные их виды, как правило, осуществляются параллельно и дополнительных затрат времени не требуют. Исключением могут быть

только месторождения, изучение которых ведется преимущественно с применением подземных горных работ.

Поскольку длительность первого  $t_1$  и третьего  $t_3$  этапов работ на каждой стадии определяется действующими положениями и инструкциями, то задача по нахождению общих нормативных сроков разведки месторождения сводится к отысканию нормативных сроков буровой разведки. Поиски в этом направлении показали, что задача вполне разрешима, ибо в литературе уже имеются приемлемые предложения на этот счет (Е.А.Салье, А.С.Гоц и Б.Б.Евангулов, 1965; В.М.Винниченко, 1968; Ненароков, 1971; Ненароков, Свиридова, 1971).

Сроки буровой разведки лучше рассчитывать по каждой стадии отдельно. Это позволит полнее учесть реальную обстановку на месторождении на каждый момент, т.е. наличие фронта буровых работ для размещения требуемого числа станков, и даст возможность использовать данные проектов разведочных работ, которые также составляются по стадиям.

Из проекта принимается величина планируемого объема бурения  $Q$ , посредством которого на стадии поисково-разведочных работ (Кондин, Ненароков, Дегтярев, 1968) необходимо установить такое количество запасов категории  $C_2$ , которого достаточно для организации рентабельной работы будущего рудника с минимально возможной производительностью в течение нормального срока амортизации капитальных вложений. На стадии предварительной разведки этот объем должен обеспечить не менее указанного выше количества запасов, половина из которых разведывается по категории  $C_1$ . И, наконец, на стадии детальной разведки — определить все запасы месторождения, разведанные по категориям  $B$ ,  $C_1$  и  $C_2$  в соотношении, установленном нормативами.

Для каждой стадии в соответствии с геологическими условиями разведываемого объекта устанавливается экономически выгоднейшее число буровых станков —  $N_B$ , а также возможность их одновременного размещения.

Теоретически возможная производительность бурового станка (общая коммерческая скорость)  $C_K$  в метрах на станко-месяц определяется по общеизвестной формуле:

$$C_K = 102,9 \eta ,$$

где 102,9 — среднемесячное количество смен работы бурового станка;

$\eta$  — норма проходки в м на станко-смену по средней для данного месторождения категории пород и руд по буримости.

Норма проходки  $\eta$  — величина, обратная норме времени на проходку 1 пог.м скважины определенной глубины —  $K$ :

$$\eta = \frac{1}{K}$$

Значение  $K$  может быть принято по данным расчета коэффициента трудоемкости буровой разведки  $T_{p(\sigma)}$  (см. схему). Тогда

$$C_K = \frac{102,9}{K}$$

Произведение нормативной величины коммерческой скорости бурения  $C_K$  на экономически выгоднейшее число одновременно работающих буровых станков в ГРП дает нормативный, т.е. потенциально возможный объем проходки по партии за  $I$  станко-месяц ( $V$ )

$$V = \frac{102,9}{K} N_{\text{б}}$$

Поделив общий (проектируемый на стадию) объем бурения  $Q$  на величину  $V$ , получим теоретически возможное минимальное, т.е. нормативное время выполнения буровых работ:

$$t_{\text{бн}} = Q : \frac{102,9 N_{\text{б}}}{K} = \frac{Q \cdot K}{102,9 N_{\text{б}}} \quad (5)$$

Но при изучении вопроса о нормативах уровня организации производства и труда на разведочном бурении  $K_{\text{оп}}^{\text{н}}$  (Ненароков, Свиридова, 1971) мы установили, что из-за наличия неизбежных потерь времени по объективным причинам полностью использовать потенциальные возможности бурового цеха не удастся. Поэтому реально возможный срок будет всегда в  $\frac{I}{K_{\text{оп}}^{\text{н}}}$  продолжительнее вычисленного по формуле (5) и составит:

$$t_{\text{бн}} = \frac{Q \cdot K}{102,9 N_{\text{б}} \cdot K_{\text{оп}}^{\text{н}}} \text{ мес.} \quad (6)$$

По этой формуле и должен определяться нормальный, экономически выгоднейший срок разведки.

Схема использования характеристик элементов геологоразведочного процесса при определении нормативных сроков буровой разведки



Примечание к схеме

1. В формуле  $T_p(\sigma)$   $h_1$  - средняя глубина подсечения рудных тел по падению, м;  $\lambda$  - средний угол падения рудных тел, °;  $M$  - средняя мощность рудных тел или рудовмещающего горизонта, м;  $h_2$  - необходимая глубина перебурки скважин в породах лежащего бока, м;  $\beta$  - средний угол заложения скважины, °;  $S$  - площадь влияния буровой скважины, определяемая плотностью принятой разведочной сети, кв.м;  $c$  - объемный вес руды, т/м;  $K$  - коэффициент, учитывающий среднюю норму времени в станко-сменах на бурение 1 м скважин по средней для месторождения категории пород по буримости.

2. Методика определения  $N_g$  подробно описана в нашей работе "К методике определения оптимальных размеров геологоразведочных партий на разведке рудных месторождений".

3. Формула для определения  $K_{оп}^H$

$$K_{оп}^H = \frac{(\Phi_N^H K_{от}^H + ПЗ_{min} K_{пз}^H) P_H + З_{расч.} K_{от}^H}{(\Phi_N^H + ПЗ_{min}) P_H + З_{расч.}}$$

предложена нами в работе "О нормативах уровня организации производства в геологоразведочном бурении" (Ненароков, Свиридова, 1971). Здесь  $\Phi_N^H$  - расчетная стоимость основных фондов бурового цеха в наличии, соответствующая оптимальной структуре бурового парка ГПП, тыс.руб.;  $ПЗ_{min}$  - стоимость нормативных производственных запасов материалов, топлива, запчастей, инвентаря, сменного оборудования, приспособлений, обсадных труб, включая их нормальный расход за рассматриваемый период, тыс.руб.;  $З_{расч.}$  - расчетная заработная плата рабочих бурового цеха при условии, что каждый из них использует 100% фонда своего рабочего времени производительно и выполняет работу, соответствующую его квалификации на уровне среднепрогрессивной нормы, тыс.руб.;  $P_H$  - норматив рентабельности, 0,1;  $K_{от}^H$  - норматив коэффициента использования основных фондов бурового цеха;  $K_{пз}^H$  - норматив коэффициента использования производственных запасов материалов, малоценного инвентаря, запчастей, сменного оборудования и т.д.

Как видно из схемы, при определении нормального срока проведения буровой разведки, данные, необходимые для характеристики всех трех элементов трудового процесса разведчиков, используются максимально. Так, из формулы, предложенной нами для определения трудоемкости буровой разведки  $T_p(\sigma)$  принимается средняя глубина буровой скважины  $h_{ср.}$ ,

по которой из СУСН с учетом средней по месторождению категории пород и руд по буримости выбирается значение  $K$ . Произведение  $L_{\text{ср}}$  на проектируемое число скважин дает  $Q$ . Из расчетов экономически выгоднейшего варианта ГРП (ПРП) и норматива уровня организации производства и труда в ней непосредственно используются величины устанавливаемых значений  $N_{\text{б}}^{\text{н}}$  и  $K_{\text{оп}}^{\text{н}}$ .

Таким образом,  $t_{\text{бн}}$  соответствует экономически выгоднейшему сроку выполнения буровых работ, который в условиях данного месторождения достижим при оптимальных размерах партии и нормальном уровне организации производства и труда. Этот срок необходимо принимать за нормативный. На его основе должны устанавливаться нормативы общих сроков разведки месторождений —  $T_{\text{н}}$ .

Определения нормативных сроков проведения разведочного бурения на стадиях поисково-разведочных работ, предварительной и детальной разведки одного крупного реального месторождения  $t_{\text{бн}}$  оказались соответственно равны:

$$t_{\text{бн}}^1 = \frac{14941 \cdot 0,40}{102,9 \cdot 12 \cdot 0,869} = 5,6 \text{ мес.}$$

$$t_{\text{бн}}^2 = \frac{75714 \cdot 0,48}{102,9 \cdot 18 \cdot 0,870} = 22,5 \text{ мес.}$$

$$t_{\text{бн}}^3 = \frac{141206 \cdot 0,48}{102,9 \cdot 18 \cdot 0,870} = 42,1 \text{ мес.}$$

Предлагаемая нами методика определения нормальных сроков буровой разведки открывает пути к решению вопроса о нормативной продолжительности изучения месторождения в целом.



О. В. Эстерле

ОБ ОДНОВРЕМЕННОМ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПЛОТНОСТИ  
И МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ МИНЕРАЛОВ НОВЫМ МЕТОДОМ  
МАГНИТОГИДРОСТАТИЧЕСКОГО ВЗВЕШИВАНИЯ

Сила, действующая на частицу минерала в магнитном поле, определяется по формуле (Бунин и др., 1969):

$$F_I = V (x_n - x_{cp}) H \text{grad} H, \quad (1)$$

где  $F_I$  — сила втягивающая в магнитное поле,

$V$  — объем частицы,

$x_n, x_{cp}$  — магнитная восприимчивость частицы и среды,

$H$  — напряженность магнитного поля.

Кроме того, на минерал, находящийся в жидкости, действует выталкивающая сила (Кац, 1966):

$$F_2 = V (d_{cp} - d_n) g, \quad (2)$$

где  $F_2$  — выталкивающая сила,

$d_{cp}$  — плотность среды,

$d_n$  — плотность частицы,

$g$  — постоянная земного тяготения.

При равенстве сил  $F_I$  и  $F_2$  частица находится во взвешенном состоянии (предполагается, что силы  $F_I$  и  $F_2$  имеют вертикальное направление).

Приравняв формулы (1) и (2), получим:

$$(x_n - x_{cp}) H \text{grad} H = d_{cp} - d_n \quad (3)$$

Приняв во внимание, что плотность большинства минералов выше, чем плотность парамагнитной жидкости (например, плотность  $MnCl_2$  равна  $4,38 \text{ г/см}^3$ ), можно для удобства обе части выражения (3) умножить на  $-1$ :

$$g(d_n - d_{cp}) = (x_{cp} - x_n) H \text{grad} H \quad (4)$$

Из (4) следует, что "уравновесить" в парамагнитной жидкости можно только те минералы, магнитная восприимчивость которых меньше, чем у самой парамагнитной жидкости:

$$x_n < x_{cp} \quad (5)$$

причем чем ближе друг к другу  $x_n$  и  $x_{cp}$ , тем большая "магнитная сила"  $Hgrad H$  нужна для уравнивания частицы минерала.

Магнитная восприимчивость парамагнитных жидкостей находится в пределах  $40 \div 80 \cdot 10^{-6}$  (Бунин и др., 1969), поэтому большинство минералов, исключая лишь ферромагнетики и сильные парамагнетики, можно уравновесить в парамагнитной жидкости (Эстерле и др., 1972).

В уравнении (4) содержится две величины  $d_n$  и  $x_n$ , отображающие важные физические свойства исследуемого минерала. Для экспериментального определения этих величин методом магнитогидростатического взвешивания необходимо второе уравнение. Проще всего второе уравнение получить, применив другую концентрацию соли в парамагнитной жидкости и вновь "уравновесив" минерал с помощью магнитного поля:

$$d_n - d'_{cp} = (x'_{cp} - x_n) H'_{grad H} \quad (6)$$

Решая систему уравнений (4) и (6) относительно  $x_n$  и  $d_n$  и обозначив  $H_{grad H}$  и  $H'_{grad H}$  (магнитные силы) соответственно  $M$  и  $M^I$ , получим:

$$x_n = \frac{g(d_{cp} - d'_{cp}) + x_{cp} M - x'_{cp} M^I}{M - M^I}, \quad (7)$$

$$d_n = g \cdot d_{cp} - \frac{M^I(x_{cp} - x'_{cp}) + (d_{cp} - d'_{cp}) g}{M - M^I} M \quad (8)$$

В полученные формулы входят только величины, поддающиеся экспериментальному изменению - плотность и магнитная восприимчивость парамагнитной жидкости и напряженность магнитного поля. Первые две величины подбираются изменением концентрации парамагнитной соли в растворе, а последние - регулировкой тока в обмотке электромагнита. Величина  $g_{grad H}$ , определяемая формой полюсов, постоянна.

Если добиваются уравнивания частиц всегда в одной точке пространства между полюсами электромагнита, то поле может быть не изодинамическим. Необходимо только знать в этой точке зависимость магнитной силы  $M$  от тока в обмотке электромагнита. Практически достаточно иметь две одинаковые новеты с парамагнитной жидкостью разной концентрации с известными  $d_{cp}$  и  $x_{cp}$ , которые поочередно устанавливаются в межполюсной зазор и в которые опускают исследуемый минерал. В обоих случаях регистрируют величину тока электромагнита в моменты взвешенного состояния минерала в данной точке пространства. Затем величины  $x_n$  и  $d_n$  либо вычисляют по формулам (7) и (8), либо определяют их по заранее подготовленным номограммам.

Отсутствие в формуле объема частиц  $V_n$  говорит о том, что таким способом могут исследоваться частицы любых размеров и форм. Заменяв

магнитное поле электрическим, можно аналогично определять удельный вес и диэлектрическую проницаемость минералов методом "электрогидростатического" взвешивания. Для этого парамагнитную жидкость нужно заменить диэлектрической (например, смесью керосина и нитробензола).

Формулы (7) и (8) при этом будут иметь вид:

$$\epsilon_{\tau} = \frac{g \cdot (d_{cp} - d'_{cp}) + \epsilon_{cp} \partial - \epsilon'_{cp} \partial'}{\partial - \partial'} \quad (9)$$

$$d_{\tau} = g \cdot d_{cp} - \frac{\partial' (\epsilon_{cp} - \epsilon'_{cp}) + (d_{cp} - d'_{cp}) g}{\partial - \partial'} \partial \quad (10)$$

где  $\epsilon_{\tau}$ ,  $\epsilon_{cp}$ ,  $\epsilon'_{cp}$  - диэлектрическая проницаемость минерала и среды в двух поветах;

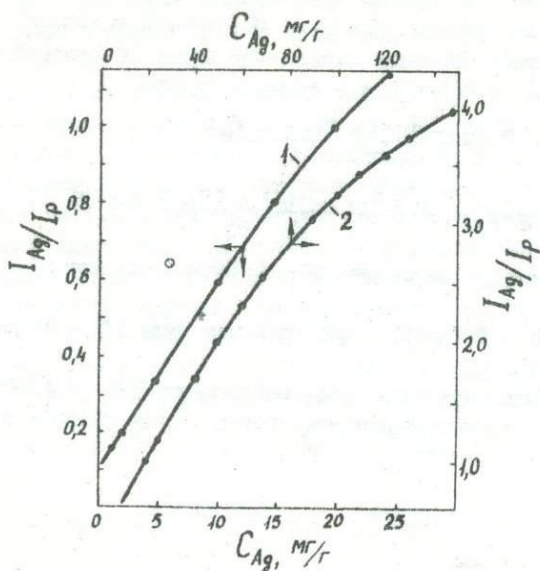
$\partial = \epsilon \operatorname{grad} \epsilon$ ,  $\partial' = \epsilon' \operatorname{grad} \epsilon$  - электрические силы ( $\epsilon$  - напряженность электрического поля).

Исследование минералов с большей величиной  $\alpha$  и  $\epsilon$  (большими, чем  $\alpha_{cp}$  и  $\epsilon_{cp}$ ) осуществляется известными, хорошо разработанными методами.

Т.В. Жданова, А.Л. Вагина, П.С. Скакова

#### ПРИМЕНЕНИЕ РЕНТГЕНРАДИОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА И МЕТОДА ИК-СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССА СОРБЦИИ СЕРЕБРА

Для изучения динамики и кинетики сорбции серебра из цианистых растворов нами использовался флуоресцентный вариант радиоизотопного рентгеноспектрального метода анализа (РИРСА) (Лебедев, Широкий и др., 1974). Анализ проводился по К-серии характеристического рентгеновского излучения, возбуждаемого радиоизотопом  $Tm^{170}$ . Применялся метод спектральных отношений, заключающийся в измерении отношения интенсивностей характеристического излучения серебра  $J_{Ag}$  и рассеянного анализируемой средой первичного возбуждающего излучения  $J_p$ . На рис. I приведена зависимость концентрации серебра от отношения  $J_{Ag}/J_p$ .

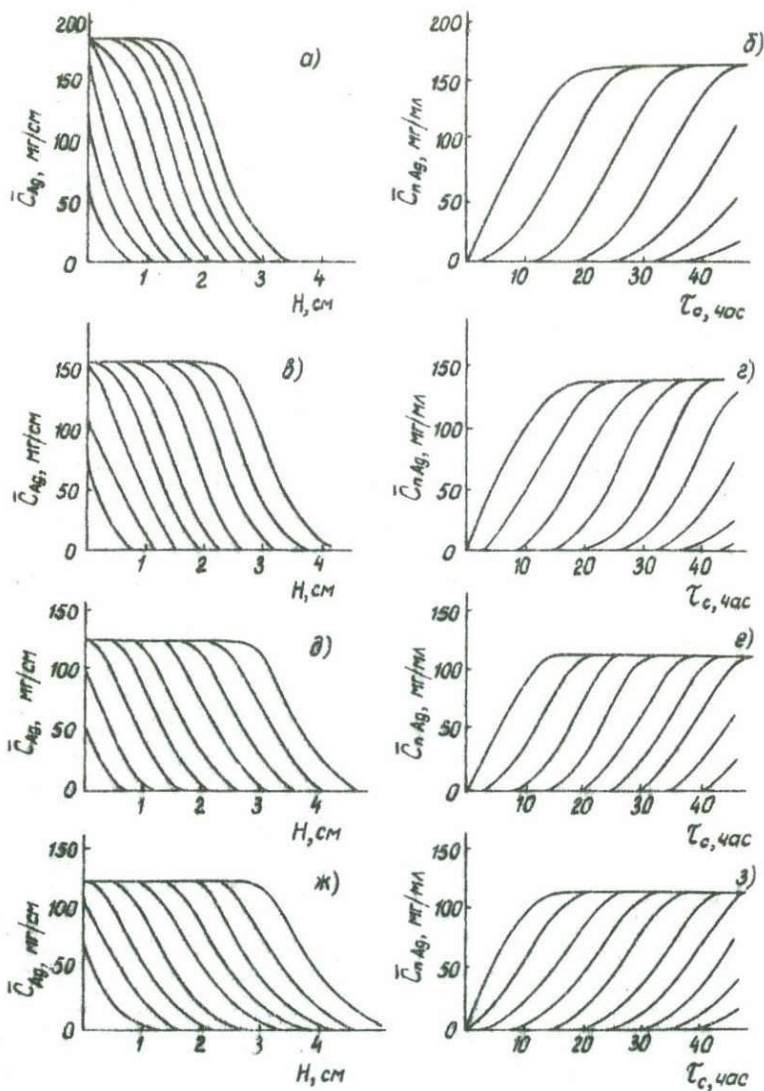


Р и с. 1. Аналитические графики для определения концентрации серебра: 1 - диапазон концентраций 0,05-25 мг/г; 2 - диапазон концентраций 10-150 мг/г

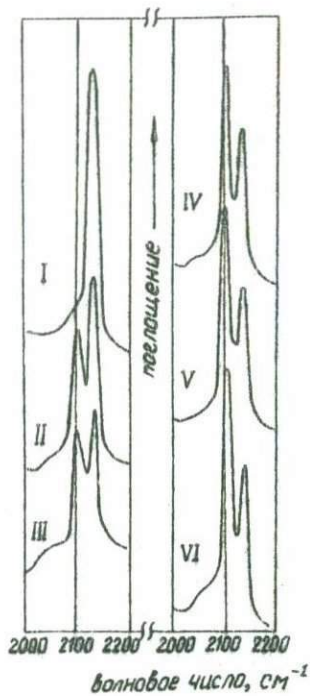
Сорбция серебра проводилась на анионите АВ-17х8 из цианистых синтетических растворов, имеющих молярные соотношения концентраций циана и серебра  $CN/Ag = \delta$  в пределах от 2,1 до 10. Содержание серебра в растворах - 100 мг/л. Использовались колонки диаметром 12 мм. Средняя линейная скорость протекания раствора в сорбционном фильтре  $Q_l = 2,88$  м/час. В ходе процесса сорбции методом РИРСА определялась концентрация сорбируемого серебра непосредственно в ионообменных колонках в условно выделенных слоях (зонах) сорбционного фильтра. Результаты измерений представлялись в виде функций распределения сорбированного металла по высоте фильтрующего слоя ионита  $\bar{C}_{Ag} = f(H)$  для различных объемов пропущенного раствора  $V_p$  (динамические кривые), а также в виде послонных кинетических кривых сорбции  $\bar{C}_{Ag} = \Phi(\tau_c)$ . Здесь  $n$  - номер выделенного слоя сорбционного фильтра высотой  $\Delta H$  (считая от верхнего уровня

ионита в колонне),  $\tau_c$  — время процесса сорбции. На рис. 2 приведены динамические (а, в, д, ж) и кинетические (б, г, е, з) кривые сорбции серебра для  $\lambda = 2, I(a, б)$ ,  $\lambda = 3$  (в, г);  $\lambda = 4$  (д, е),  $\lambda = 10$  (ж, з). Кривые зависимостей  $\bar{C}_{Ag} = f(N)$  соответствуют каждому 0,5 литрам пропущенного через колонки сорбата, а кривые зависимостей  $\bar{C}_n Ag = \varphi(\tau_c)$  — каждому выделенному слою сорбционного фильтра высотой  $\Delta H = 0,5$  см. Подобные семейства для  $\lambda = 6$  и 8 выглядят аналогично семействам для  $\lambda = 10$  и поэтому не приводятся. Видно, что во всех случаях устанавливается стационарный режим процесса с параллельным переносом фронта сорбции серебра и постоянной скоростью его движения. Следует отметить, что лимитирующей стадией процесса сорбции в данном случае является внешнедиффузионная кинетика. Об этом говорит отсутствие возрастания скорости сорбции в выделенных слоях ионита при возобновлении опытов после перерывов (на графиках  $\bar{C}_n Ag = \varphi(\tau_c)$  не наблюдалось точек перегиба).

Для определения вида сорбируемых цианидных комплексов серебра и характера их распределения по высоте сорбционного фильтра использовался метод ИК-спектроскопии при послойном разделении столба ионита. С этой целью по истечении определенного времени процесс сорбции прекращался, и столб ионита делился на равные слои, соответствующие выделенным зонам при определении концентрации металла в ходе процесса. Съемка ИК-спектров отобранных образцов проводилась на спектрофотометре ИК-20; при этом 5 мг пылевидного воздушно-сухого ионита таблетировалось с 350 мг бромистого калия. Анализировались области спектров поглощения в диапазонах  $\tilde{\nu} = 2000-22000$   $\text{см}^{-1}$  (область поглощения валентных колебаний  $C \equiv N$  связей цианидных комплексов). На рис. 3 приведены ИК-спектры первых слоев ионита для  $\lambda = 2, I$  (I),  $\lambda = 3$  (II),  $\lambda = 4$  (III),  $\lambda = 6$  (IV),  $\lambda = 8$  (V),  $\lambda = 10$  (VI). Анализ этих спектров показывает, что при  $\lambda = 2, I$ , на анионите присутствует только  $[Ag(CN)_2]^-$ . С увеличением  $\lambda$  наблюдается два пика поглощения, один из которых соответствует  $[Ag(CN)_2]^-$  (абсорбционный максимум при  $\tilde{\nu}_1 = 2138$   $\text{см}^{-1}$ ), а максимум поглощения другого находится при значении  $\tilde{\nu}_2 = 2108$   $\text{см}^{-1}$ . По-видимому, второй максимум относится к  $[Ag(CN)_3]^{2-}$ . Это предположение основывается на том экспериментальном факте, что  $\tilde{\nu}_2$  лежит ближе к частоте поглощения  $[Ag(CN)_3]^{2-}$ , чем к  $[Ag(CN)_4]^{3-}$  для водных растворов (частоты поглощения водных растворов  $[Ag(CN)_2]^-$ ,  $[Ag(CN)_3]^{2-}$ ,  $[Ag(CN)_4]^{3-}$  равны соответственно 2135, 2105 и 2092  $\text{см}^{-1}$ ) и не изменяется при увеличении  $\lambda$  с 3,0 до 10,0. Кроме того, остается постоянной и полуширина этого пика. Поэтому можно допустить, что для данных условий сорбции на ионите находятся только  $[Ag(CN)_2]^-$  и  $[Ag(CN)_3]^{2-}$  не-



Р и с. 2. Динамические (а, в, д, ж) и послойные кинетические (б, г, е, з) кривые сорбции серебра из синтетических дианисных растворов: а, б)  $h = 2, I$ ; в, г)  $h = 3$ ; д, е)  $h = 4$ ; ж, з)  $h = 10$



Р и с. 3. ИК-спектры отработанных слоев ионита при сорбции серебра из синтетических цианистых растворов. I -  $d = 2$ ; II -  $d = 3$ ; III -  $d = 4$ ; IV -  $d = 6$ ; V -  $d = 8$ ; VI -  $d = 10$

смотря на возможное присутствие в сорбате с  $\lambda > 4$  и  $[\text{Ag}(\text{CN})_4]^{3-}$ . С ростом величины  $\lambda$  относительный вклад двухзарядного комплекса сначала быстро увеличивается ( $\lambda = 2, 1; 3; 4$ ), а затем увеличение его становится незначительным. Это соответствует сначала сравнительно быстрому уменьшению ( $\lambda = 2, 1; 3; 4$ ), а затем стабилизации ( $\lambda = 4; 6; 8; 10$ ) полного насыщения ионита по серебру  $\text{CoAg}$  (см. рис. 2). Очевидно, что уменьшение  $\text{CoAg}$  при увеличении  $\lambda$  связано с эквивалентностью обмена ионов. Соотношения между сорбированными в данных условиях одно- и двухзарядными цианидными комплексами серебра остаются постоянными для отработанных участков сорбционного фильтра, причем во всех случаях эффект самоэлюирования отсутствует. Это свидетельствует о том, что  $[\text{Ag}(\text{CN})_2]^-$  и  $[\text{Ag}(\text{CN})_3]^{2-}$  занимают одно положение в ряду сорбируемости, или возможное отличие их по положению в ряду сорбируемости при данных условиях эксперимента не проявляется.

Полученные результаты могут быть использованы при расчетах оптимальных режимов процесса ионообменного извлечения серебра.

И. П. Белобров, Н. П. Зарецкая, Л. С. Левенберг

#### НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЯДА С ПОЛЫМ КАТОДОМ (РПК) ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ИЗОТОПОВ

В последние десятилетия возникла существенная необходимость в разработке спектральных методов изотопного анализа. Успешное развитие этой сравнительно новой области спектроскопии в значительной степени определяется наличием достаточно подробных сведений об условиях возбуждения спектральных линий. Обычно применяемый для изотопного анализа разряд с полым катодом является новым и перспективным, но весьма мало изученным источником света для спектрального анализа.

В данной работе при проведении изотопного спектрального анализа



лития в минеральном сырье изучались некоторые параметры разряда с полым катодом. Исследование проводили на типовой установке с интерферометром Фабри-Перо, описанной ранее.<sup>х)</sup> Источником возбуждения спектра служила разборная лампа с полым катодом (размер полости 16x5 мм). Катоды изготавливали из спектрально чистых графитовых стержней диаметром 10 мм. Использовались также электроды, изготовленные из меди и алюминия. Лампа работала в потоке гелия или аргона. В катод лампы в качестве объекта изучения вводили смесь изотопов в виде раствора или соль  $Li_2CO_3$  в виде порошка.

При исследовании условий возбуждения в источнике света использовали резонансную линию  $Li I$  670,7 нм, соответствующую переходу  $2P_{1/2}, 3/2 - 2S_{1/2}$ .

Характер разряда и яркость линии в значительной степени определяются материалом, из которого изготовлен катод, поэтому выбор его имеет большое значение. Кроме того, при этом должно быть уделено внимание выбору вида инертного газа, который выполняет функцию носителя разряда, так как свойства рабочего газа определяют характеристики разряда и, следовательно, условия возбуждения.

Были исследованы полые катоды, изготовленные из алюминия, меди и спектрально чистого графита (работа выхода электрона, соответственно 4,20, 4,36 и 4,81 эв), работающие в атмосфере гелия и аргона. Для этого спектр излучения фотографировали на аэрофотопленку 700 ед. при экспозиции 5 минут на используемом в установке спектрографе ДЭС-8. Съемку проводили при токе разряда через полый катод порядка 40 ма и при напряжении питания 720 в. Одновременно отмечалось по масляному манометру давление рабочего газа в лампе, которое в каждом случае устанавливалось минимально необходимым для зажигания разряда. В катод помещалась навеска порошка  $Li_2CO_3$ . После стандартной обработки пленки на спектрограммах фотометрировали линию лития. Полученные данные приведены в таблице.

Из этой таблицы видно, что наиболее интенсивные линии возбуждаются в полном катоде из графита, причем изменение вида рабочего газа практически не влияет на почернение линии. Медный катод в атмосфере

---

х) И. П. Белобров, Н. П. Зарецкая. Установка для спектрального анализа изотопов. Сб. Исследования в области физических и химических методов анализа минерального сырья. Вып. 3, Алма-Ата, 1973, стр. 198.

Т а б л и ц а

Зависимость яркости линии лития от материала  
полого катода для различных инертных газов

№	Спектр	Рабочий газ	Давление газа (мм рт.ст.)	$S_{\lambda}$
I	C	He	9,5	-
2	C + Li	He	9,5	I,45
3	Al	He	62	-
4	Al + $^{\circ}$ Li	He	62	0,12
5	Cu	He	68	-
6	Cu + Li	He	51	I,20
7	C	Ar	17	-
8	C + Li	Ar	14	I,46
9	Al	Ar	0	-
10	Al + Li	Ar	0,5	0,34
II	Cu	Ar	3	-
12	Cu + Li	Ar	6,5	0,24

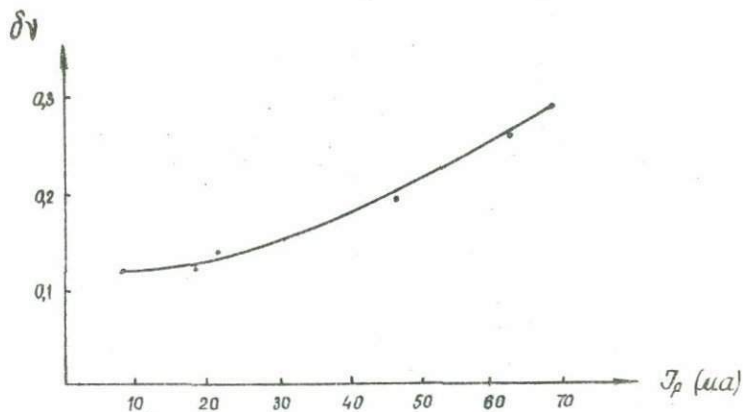
аргона почти как и алюминиевый в атмосфере гелия дает довольно слабые линии, тогда как в атмосфере гелия яркость значительно повышается. Следует отметить, что разряд в аргоне во всех случаях горит при значительно меньшем давлении, чем в гелии. Исследование позволяет сделать вывод, что при изотонном анализе целесообразно использовать графитовые катоды.

Одним из необходимых условий при проведении анализа изотопного состава по атомным спектрам является то, чтобы используемые компоненты сверхтонкой структуры были достаточно узкими. Контур линии для полого катода определяется главным образом доплеровским уширением.<sup>\*)</sup>

$$\delta\nu = 0,71 \cdot 10^{-6} \nu \sqrt{\frac{T}{M}} \text{ см}^{-1} \quad (I)$$

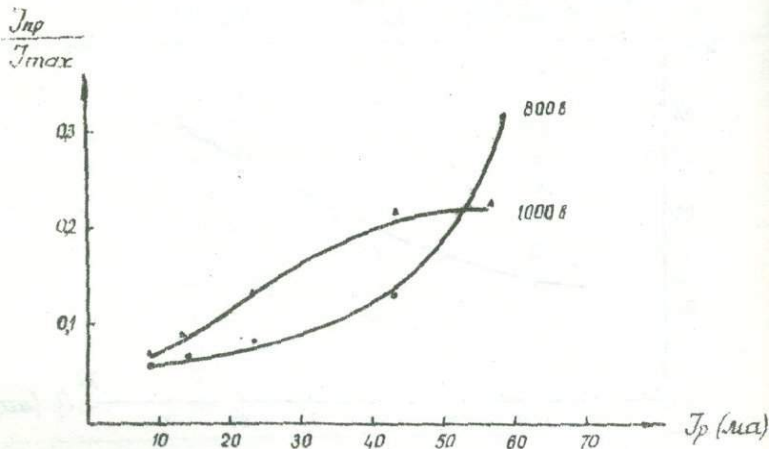
Здесь  $T$  - газовая температура источника,  $M$  - молекулярный вес элемента. Из формулы (I) видно, что ширина линий зависит от температуры катода и, следовательно, от тока. Нами была исследована зависимость ширины компоненты изотопа литий-7 от силы тока разряда. Результаты представлены на рис. I, из которого видно, что с увеличением силы тока

<sup>\*)</sup> Толанский С. Спектроскопия высокой разрешающей силы. М., ИЛ, 1960.



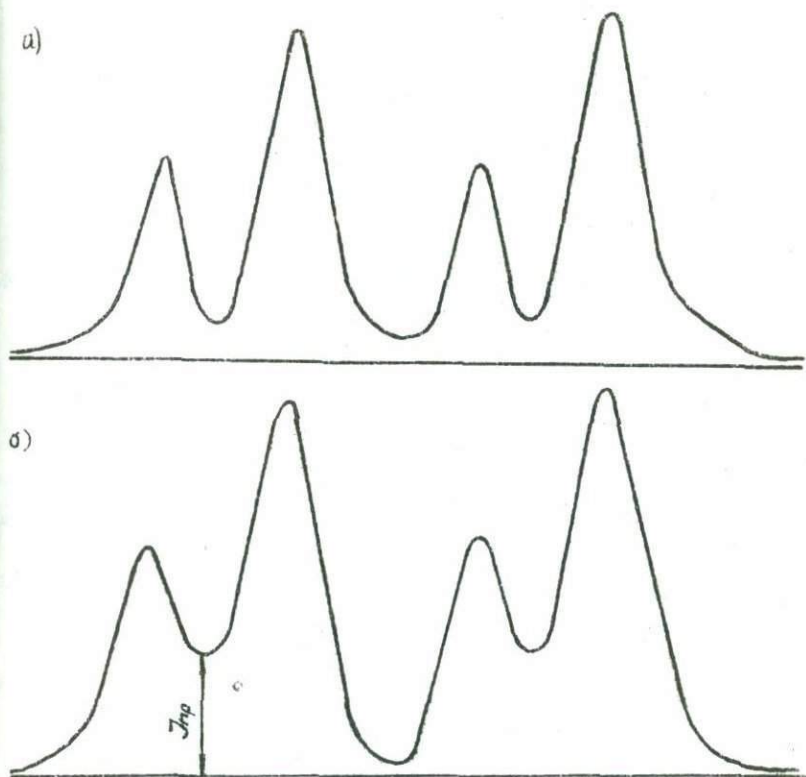
Р и с. 1. Зависимость ширины компоненты изотопа литий-7 от силы тока разряда в полом катоде

разряда в соответствии с приведенной формулой возрастает ширина компоненты сверхтонкой структуры (с.т.с.). Практическим следствием этого является то, что из-за возрастающего переложения компонент увеличивается интенсивность в минимуме интерференционной картины и ухудшается разрешение. Мы исследовали экспериментально изменение соотношения интенсивностей провала интерференционной картины и компоненты  $A_{\Gamma}$ . Результаты приведены на рис.2, из которого видно, что с увеличением силы тока это соотношение увеличивается. Для более надежного измерения концентраций изотопов следует работать в условиях, где переложение компонент наименьшее, то есть при минимальной силе тока. На рис.3 приведены регистрограммы изотопической структуры лития при естественном соотношении изотопов для силы тока 8 ма (рис.3а) и 25 ма (рис.3б).



Р и с. 2. Зависимость отношения интенсивностей минимума интерференционной картины и компоненты изотопа литий-7 от силы тока разряда

При спектральном анализе изотопного состава элементов заключение о концентрации того или иного изотопа производится на основании измерения интенсивности соответствующей компоненты изотопической структуры спектральных линий. Следовательно, особенно важно, чтобы не возникало искажения в распределении интенсивностей в интерференционной картине. Поэтому необходимо изучать процессы, происходящие в источнике света и влияющие на интенсивность компонент. Одним из таких эффектов является самопоглощение. В нашей работе изучалось влияние его на контур спектральной линии. Получено, что в результате в структуре с.т.с. наблюдается полное перераспределение интенсивности: вместо триплета, связанного с изотопической структурой, появляется пять компонент. Этот эффект значительно зависит от условий возбуждения, а также от материала катода. При использовании алюминиевого катода самопоглощение не наблюдалось во всем диапазоне разрядных токов, тогда как для медного по-



Р и с. 3. Регистрограммы интерференционной картины изотопов при естественном содержании для различных токов: а) 8 ма; б) 25 ма

лого катода при выбранной навеске пробы практически не удалось реализовать условий, в которых самопоглощение отсутствовало бы.

Таким образом, проведенное исследование параметров РК позволило выяснить некоторые закономерности, существенно важные для проведения анализа изотопного состава элементов спектральным методом.

ПРОХОЖДЕНИЕ ЧАСТИЦЫ МИНЕРАЛА СКВОЗЬ  
ПЛАЗМЕННОЕ ОБЛАКО

Движения частиц в поле сил тяжести при наличии сил сопротивления выражается следующим уравнением:

$$m \frac{dV}{dt} = mg - F, \quad (1)$$

где  $m$  - масса частицы,

$g$  - ускорение свободного падения,

$F$  - силы сопротивления.

Если рассматривать свободное падение частицы в плазменном облаке, то на нее будут действовать следующие силы: сила тяжести ( $mg$ ), выталкивающая сила Архимеда ( $F_A$ ) и сила сопротивления Стокса ( $F_c$ ).

Выталкивающая сила, действующая на частицу, равна:

$$F_A = \frac{\pi \cdot r^3}{4} (\rho_0 - \rho_T) g = \frac{m(\rho_0 - \rho_T)}{\rho_4} g, \quad (2)$$

где  $\rho_0$  - плотность воздуха при 273°K,

$\rho_T$  - плотность воздуха при плазменной температуре.

Сила сопротивления описывается выражением:

$$F_c = 6 \cdot \pi \cdot r \cdot \eta \cdot V, \quad (3)$$

где  $r$  - радиус частицы,

$\eta$  - вязкость воздуха при плазменной температуре,

$V$  - скорость движения частицы.

Уравнение (1) с учетом (2) и (3) запишем в виде:

$$m \frac{dV}{dt} = mg - m(\rho_0 - \rho_T) \frac{g}{\rho_4} - 6 \pi \eta r V$$

или

$$m \frac{dV}{dt} = mg \left[ 1 - \frac{\rho_0 - \rho_T}{\rho_4} \right] - 6 \pi \eta r V, \quad (4)$$

а уравнение (4) представим так:

$$\frac{dV}{dt} = A - B \cdot V, \quad \text{ГДЕ } A = \left[ 1 - \frac{\rho_0 - \rho_T}{\rho_4} \right] g; \quad B = \frac{18}{4} \cdot \frac{\eta}{\rho_4} \quad (5)$$

Интегрирование уравнения (5) приводит к результату.

$$V = \left[ A \left( 1 - e^{-\frac{B}{r^2}(t-t_0)} \right) + \frac{B \cdot V_0}{r^2} e^{-\frac{B}{r^2}(t-t_0)} \right]^{\frac{1}{B}} \quad (6)$$

Таким образом, скорость движения частицы в нагретом облаке описывается формулой (6). Пусть начальные условия таковы:  $V_0 = 0$ ;  $t_0 = 0$ .

Скорость переменного движения является производной от пройденного пути по времени:

$$\frac{dH}{dt} = V \quad (7)$$

На основании найденного закона для скорости движения частицы (6) возьмем интеграл по пути и времени в уравнении (7):

$$\int_0^H dH = \int_0^t A \left( 1 - e^{-\frac{B}{r^2}t} \right) \cdot \frac{r^2}{B} dt$$

или

$$\Delta H = A \cdot \frac{r^2}{B} \cdot \Delta t - A \cdot \frac{r^4}{B^2} \cdot e^{-\frac{B}{r^2}t} \left( 1 - e^{-\frac{B}{r^2} \Delta t} \right), \quad (8)$$

где  $\Delta H = H_1 - H$ ;  $\Delta t = t_1 - t$

Здесь:  $\Delta H$  - путь, пройденный частицей сквозь плазму,  $\Delta t$  - время прохождения частицей этого пути.

Рассмотрение процесса испарения частицы показывает, что время полного испарения определяется формулой:

$$t_0 \approx \frac{r_0^2 \cdot \rho_4 \cdot Q}{2 \cdot \lambda \cdot T_n}, \quad (9)$$

где  $r_0$  - первоначальный радиус частицы,

$\rho_4$  - плотность вещества частицы,

$Q$  - удельная энергия испарения вещества частицы,

$\lambda$  - теплопроводность вещества,

$T_n$  - температура среды.

При полном испарении частицы, проходящей плазменное облако диаметром  $\Delta H$ ,  $\Delta t$  в формуле (8), очевидно, должно быть равно  $t_0$ , и (6), с учетом последнего выражения, примет вид:

$$\Delta H = A \cdot \frac{r^2}{B} \cdot \frac{r_0^2 \cdot \rho_4 \cdot Q}{2 \cdot \lambda \cdot T_n} - A \cdot \frac{r^4}{B^2} \cdot e^{-\frac{B}{r^2} \cdot \frac{r_0^2 \cdot \rho_4 \cdot Q}{2 \cdot \lambda \cdot T_n}} \left( 1 - e^{-\frac{B}{r^2} \cdot \frac{r_0^2 \cdot \rho_4 \cdot Q}{2 \cdot \lambda \cdot T_n}} \right) \quad (10)$$

В целях упрощения задачи заменим переменную  $r$ , меняющуюся в процессе испарения от  $r_0$  до 0, средним значением за время испарения  $r = \frac{r_0}{2}$ .

Тогда:

$$\Delta H \approx A \cdot \frac{r_0^4}{8B} \cdot \frac{\rho_4 \cdot Q}{\lambda \cdot T_n} - A \cdot \frac{r_0^4}{16B^2} \cdot e^{-\frac{8B \cdot \rho_4 \cdot Q}{\lambda \cdot T_n}} \left( 1 - e^{-\frac{2B \cdot \rho_4 \cdot Q}{\lambda \cdot T_n}} \right) \quad (II)$$

Учитывая то, что второе слагаемое в (II) много меньше первого, выраженные это можно записать так:

$$\Delta H \approx A \cdot \frac{r_0^4}{8 \cdot B} \cdot \frac{\rho_4 \cdot Q}{\lambda \cdot T_n}, \quad (12)$$

откуда

$$r_0^4 \approx \frac{8 \cdot B}{A} \cdot \frac{\lambda \cdot T_n}{\rho_4 \cdot Q} \Delta H$$

или

$$r_0^4 \approx \frac{144 \cdot \eta \cdot \lambda \cdot T_n \cdot \Delta H}{[\rho_4 - (\rho_0 - \rho_T)] g \cdot \rho_4 \cdot Q}$$

Таким образом, полученная формула показывает явную зависимость процесса испарения от физических свойств вещества частицы и параметров плавленного облака. Следует отметить, что минералы с различными физическими свойствами имеют практически одинаковый радиус полного испарения. Расчеты, проведенные по данной формуле, показывают, что для большинства типов пород минералов, поступающих на анализ в спектральную лабораторию КазИМСа, радиус полного испарения колеблется в пределах 50–150 микрон, что соответствует истертости 200–100 меш. Так как проба поступает различного состава, то для получения достоверных результатов необходимо, чтобы дисперсность пробы была не менее 200 меш.

А.А.Петров, В.В.Пилат

#### СТРУКТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЖИДКОЙ ФАЗЫ ПРИ АДОРЦИИ ГЕТЕРОПОЛЯРНЫХ СОБИРАТЕЛЕЙ НА СУЛЬФИДАХ, ИЗМЕРЕНИЯ МЕТОДОМ ЯДЕРНОГО МАГНИТНОГО РЕЗОНАНСА (ЯМР)

В работах В.В.Дерягина было экспериментально доказано, что явления на границе раздела твердой и жидкой фаз следует рассматривать в трехмерном аспекте, учитывая объемный характер действия поверхностных сил. Как показали исследования Глембоцкого [3, 4], наблюдаемое при флотации различие в действии сульфидфильных собирателей нормального и изостроения объясняется изменениями в объемной упорядоченности гид-



ратных слоев на поверхности сульфидных частиц. В ряде работ отмечена перспективность применения метода ЯМР для исследования состояния воды в минеральных дисперсных системах [5, 6, 12]. С помощью этого метода была получена важная информация о диффузии молекул воды в гидратных слоях, фазовых переходах, об активированных центрах адсорбции [12, 13].

Ядерный магнитный резонанс является одним из радиоспектроскопических методов, связанных с квантованием энергии атомных ядер в сильных магнитных полях, а также с возбуждением переходов между возникающими зеемановскими энергетическими подуровнями путем наложения переменного электромагнитного поля. Поглощение радиочастотной энергии этого поля системой магнитных дипольных моментов исследуемого вещества детектируется на радиоспектрометре как сигнал ЯМР. Величина параметров ЯМР (ширины резонансного сигнала и второго момента) зависит от интенсивности процессов ядерной магнитной релаксации, приводящих систему моментов к энергетическому равновесию. Для воды, адсорбированной на твердой поверхности, основными механизмами ядерной релаксации являются трансляционное и вращательное движения молекул воды в гидратных слоях. Гетерогенность поверхности минералов обуславливает активированный характер диффузии молекул воды в гидратной оболочке частиц, которое подчиняется уравнению Арренкеля [7]:

$$\tau = \tau_0 \exp \left( \frac{E}{kT} \right);$$

где  $\tau$  — время пребывания молекулы воды на адсорбционном центре,  
 $\tau_0$  — период колебаний молекул воды около положения равновесия,  
 $E$  — высота потенциального барьера, отделяющего два соседних центра адсорбции,  
 $k$  — постоянная Больцмана,  
 $T$  — абсолютная температура.

Как показали исследования Резинга и Томпсона [14], время совпадает по физическому смыслу и порядку величины со временем ЯМР корреляции  $\tau_c$ , которое может быть определено по известной величине ширины сигнала ЯМР  $\Delta H$ . С усилением гидратации твердой поверхности уменьшается подвижность молекул воды в гидратных слоях, что соответствует увеличению времени корреляции  $\tau_c$ . Поскольку между величинами  $\tau_c$  и  $\Delta H$  существует прямая пропорциональная зависимость, гидрофильным поверхностям отвечают более широкие сигналы ЯМР, чем гидрофобным, что согласуется с полученными в данной работе результатами.

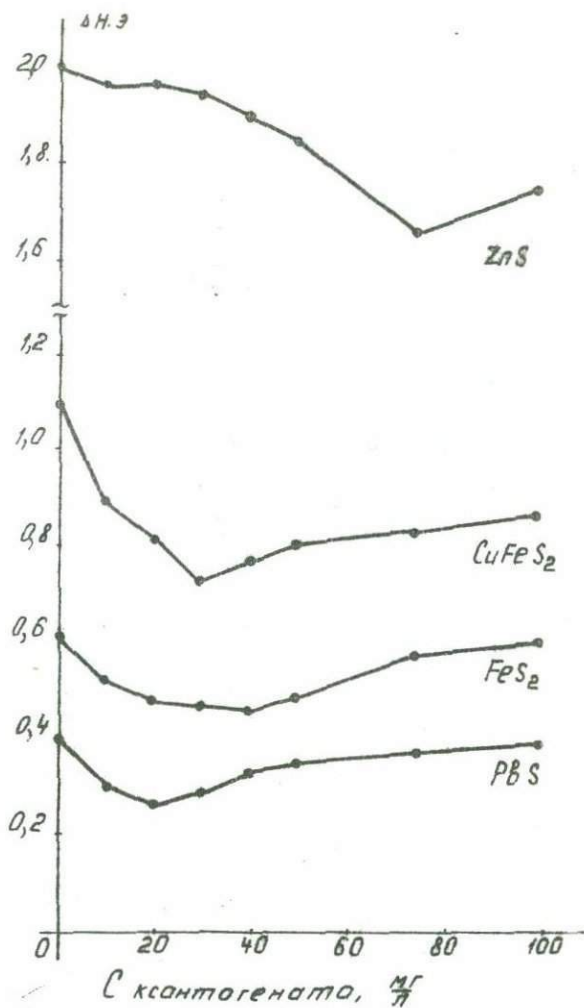
В настоящей работе методом ЯМР на протонах исследовались структурные изменения водной фазы в дисперсных сульфидных системах при ад-

сорбции на поверхности минеральных частиц бутилового ксантогената и нового реагента-собираателя ИР-70.

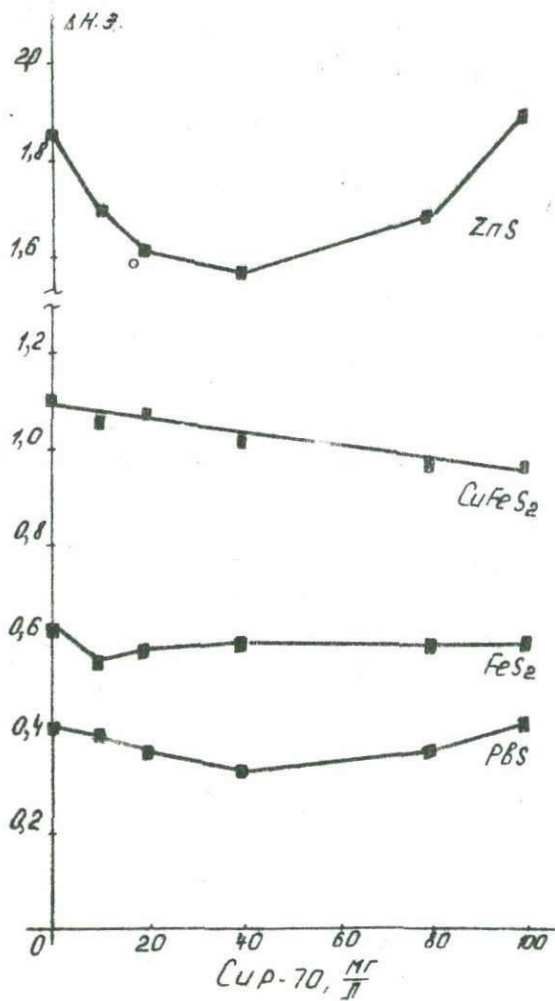
Измерения проводились на серийном радиоспектрометре ЯМР для широких линий РЯ 230I на частоте 39 Мгц при температуре 25°C. Гидратация поверхности сульфидных минералов сфалерита, халькопирита, пирита и галенита оценивалась по ширине сигнала ЯМР от протонов воды. Методика приготовления образцов была следующая: навеска минерала 7 г с крупностью частиц  $-75 \div +100$  мк агитировалась с различными количествами флотореагентов при отношении Т:Ж:И:Ю в течение 3 минут. После агитации лишняя вода отделялась фильтрацией, а осадок переводился в пробирку для измерений на приборе. Экспериментальная проверка влияния парамагнитных примесей, аналогичная работе [6] показала, что имеющееся количество примесей не изменяет ширину сигналов ЯМР.

По экспериментальным зависимостям (рис. 1 и 2) можно проследить изменения гидратации сульфидных минералов при различных расходах анионного собирателя бутилового ксантогената и катионного собирателя ИР-70. Подробная информация о флотореагенте ИР-70, относящегося к классу сложных аминов, дана в работе [8]. Адсорбция ионов ксантогената на поверхности сульфидов приводит к образованию химически связанного слоя невыщелачиваемого ксантогената, на котором соадсорбируется диксантогенид [9], следствием чего является постепенное деструктурирование гидратных слоев и увеличение подвижности молекул воды в поле поверхностных сил. Важной особенностью полученных результатов является рост гидратации сульфидов при повышенных расходах ксантогената, который можно объяснить началом физической адсорбции ионов ксантогената на диксантогениде с направлением солидофильных групп в водную фазу. По этой причине мы наблюдаем заметное увеличение гидратации сульфидов. Начало физической адсорбции ксантогената на диксантогениде может служить критерием для выбора оптимальных концентраций флотореагента при флотации сульфидных минералов.

При использовании катионного собирателя ИР-70 для большинства исследуемых сульфидов, за исключением сфалерита, гидратация изменяется незначительно, что свидетельствует о физическом характере адсорбции реагента. Экстремальный ход зависимости для сфалерита указывает, по-видимому, на наличие хемосорбции ИР-70. По данным Дуденкова, в щелочной среде на поверхности сульфидов вместе с катионом амина соадсорбируется и молекулярный амин, образуя комплексное соединение [10]. В нашем случае этот механизм применим только к сфалериту. Вероятно, при избытке ИР-70 идет дополнительная адсорбция катионов на молеку-



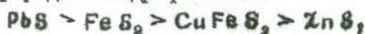
Р и с. I. Зависимость гидратации сульфидов от расхода бутилового ксантогената



Р и с. 2. Зависимость гидратации сульфидов от расхода ИР-70

лярной пленке реагента, приводящая к повышению гидратации частиц.

Сравнение ширины сигнала ЯМР для водной фазы на поверхности сульфидных минералов в безреагентном режиме  $\Delta H_{ZnS} = 2\theta$ ,  $\Delta H_{CuFeS_2} = 1,1\theta$ ,  $\Delta H_{FeS_2} = 0,6\theta$ ,  $\Delta H_{PbS} = 0,4\theta$  с шириной сигнала ЯМР бидистиллированной воды  $\Delta H_{H_2O} = 0,16\theta$  выявляет наличие объемной структурной упорядоченности поверхностной воды при заполнениях, значительно превышающих монослойные. При этом подвижность молекул воды в гидратных слоях существенно меньше таковой в бидистилляте. Например, для сфалерита это различие достигает одного порядка по величине. Используя значения  $\Delta H_{Mes}$ , можно расположить сульфидные минералы в следующий ряд по возрастанию природной гидрофобности:



представляющий несомненный интерес в связи с имеющимися разногласиями по этому вопросу в литературе по флотации [11].

По полученным результатам можно предложить следующую модель гидратации сульфидных минералов. Под влиянием поля поверхностных сил изменяется структура и ориентация прилегающего гидратного слоя, который, перестраивая систему водородных связей и дипольных моментов молекул соседнего с ним следующего слоя воды, в свою очередь изменяет его структуру. Такой "эстафетный" процесс начинается на поверхностных активных центрах, которыми могут быть различные функциональные группы, например, гидроксилы, и может продолжаться на расстояние порядка нескольких микрон.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Б.В.Дерягин. Сб.Исследования в области поверхностных сил. М., "Наука", 1964.
2. Б.В.Дерягин, Н.В.Чуряев. Новые свойства жидкостей. М., "Наука", 1971.
3. В.А.Глембоцкий, А.Е.Колчманова. Устойчивость и методы разрушения адсорбционных слоев при флотации. М., "Наука", 1967.
4. В.А.Глембоцкий. Физико-химия флотационных процессов. М., "Недра", 1972.

- э. н.А.А брамов, Л.А.Бай даков, Л.П.С трахов. Коллоидн. ж., 34, 3, 1972.
6. М.А.Эйгелес, Б.М.Моисеевичи др. Докл. АН СССР, 185, ПОО, 1969.
7. Я.И.Френкель. Статистическая физика. М.-Л., АН СССР, 1948.
8. Б.В.Левинский, Д.И.Коганичи др. Цветная металлургия, № II, 16, 1972.
9. М.С.Прасад, С.Р.Рао. Обогащение полезных ископаемых. Экспресс-информация, № 40, 1970.
10. С.В.Луденков, Л.Я.Шубовичи др. Основы теории и практика применения флотационных реагентов. М., "Недра", 1969.
11. С.И.Митрофанов. Селективная флотация. М., "Недра", 1967.
12. W. Drost -Hansen, Ind. Eng. Chem, 61, 10, 1969.
13. H.A. Resing. J. Chem. Phys, 42, 669, 1965.
14. H.A. Resing. J. K. Thomson, J.J. Krebs, J. Phys, Chem, 68, 1621, 1964

Л.А.Мандибур, Б.М.Ахметов

ВЛИЯНИЕ ПРИМЕСИ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ ИЗЛУЧЕНИЯ  
СПЕКТРАЛЬНОЙ ЛИНИИ АНАЛИЗИРУЕМОГО ЭЛЕМЕНТА

Интенсивность излучения спектральной линии элемента из единицы объема плазмы определяется формулой:

$$J = c \cdot \gamma \cdot n \cdot \tau \cdot \epsilon \cdot \frac{E}{h\nu} \quad (I)$$

где  $c, \gamma, \tau$  - параметры, которые для плазматрона могут считаться постоянными;

$n$  - концентрация излучающего элемента;

$E$  - энергия возбуждения спектральной линии;

$T$  - температура излучающего облака;

$k$  - постоянная Больцмана.

Температура системы частиц характеризует среднюю энергию движения их. Средняя энергия частицы (заряда) в поле находится так:

$$W = \lambda \cdot e \cdot E_0, \quad (2)$$

где  $\lambda$  - длина свободного пробега;

$E_0$  - напряженность электрического поля;

$e$  - заряд частицы.

Тогда температура плазмы, находящейся во внешнем электрическом поле:

$$T = \frac{2}{3} \cdot \frac{\lambda \cdot e \cdot E_0}{k} \cdot n_e \quad (3)$$

где  $n_e$  - концентрация электронов;

$k$  - постоянная.

Напряженность электрического поля в плазменной струе плазматрона описывается формулой<sup>X)</sup>

$$E_0 = K^i \cdot p^n \cdot i^m, \quad (4)$$

где  $K, n, m$  - постоянные;

$i$  - сила тока разряда в амперах;

$p$  - давление в атм.

Значения постоянных  $K, n, m$  для плазматрона конструкции КааИМСа определены Худайбердиевым.<sup>XX)</sup>

Концентрация электронов связана с параметрами плазмы соотношением:

$$n_e = 1,6 \cdot 10^4 \sqrt{\frac{g_p}{g_g}} \cdot p^{\frac{1}{2}} \cdot T^{\frac{1}{4}} \cdot e^{-\frac{eU_i}{2kT}} \quad (5)$$

где  $U_i$  - потенциал ионизации элемента;

$g_p, g_g$  - статистические веса атома и электрона соответственно.

Подставляя (4) и (5) в (3) получим:

$$T = \frac{2}{3} \cdot \frac{\lambda \cdot e}{k} \cdot K^i \cdot p^n \cdot i^m \cdot 1,6 \cdot 10^4 \sqrt{\frac{g_p}{g_g}} \cdot p^{\frac{1}{2}} \cdot T^{\frac{1}{4}} \cdot e^{-\frac{eU_i}{2kT}}$$

$$\text{или } T = C \cdot T^{\frac{1}{4}} \cdot e^{-\frac{eU_i}{2kT}},$$

(6)

$$\text{где } C = \frac{2}{3} \cdot \frac{\lambda \cdot e}{k} \cdot K^i \cdot p^{n+\frac{1}{2}} \cdot i^m \cdot 1,6 \cdot 10^4 \sqrt{\frac{g_p}{g_g}}$$

Логарифмирование и разложение в ряд уравнения (6) приводит к решению:

$$T = A \cdot U_i, \quad (7)$$

X) Грановский В.Л. Электрический ток в газе. Установившийся ток. М., "Наука", 1971, с.221.

XX) Худайбердиев К.К. Сибирское УШ совещание по спектроскопии. Иркутск, 1972, с.190.

где  $A = \text{const}$

Интенсивность излучения спектральной линии иона равна:

$$J_i = c \cdot \gamma \cdot n_a \cdot x_a \cdot e^{-\frac{U_a}{kT}} \cdot T, \quad (8)$$

где  $x_a$  — степень ионизации элемента;

$n_a$  — концентрация атомов анализируемого элемента.

Степень ионизации элемента при введении примеси в плазму выражается формулой:

$$\frac{x_a}{1-x_a} \cdot \frac{x_{\text{рез}}}{1-x_{\text{рез}}} = 3,16 \cdot 10^{-7} \cdot T^{\frac{5}{2}} \cdot e^{-\frac{U_a}{kT}}, \quad (9)$$

где  $x_{\text{рез}}$  — результирующая степень ионизации;

$U_a$  — потенциал ионизации анализируемого элемента.

Введем понятие среднего значения степени ионизации ( $\bar{x}_a$ ), которое определяется соотношением:  $\bar{x}_a = \sqrt{x_a \cdot x_{\text{рез}}}$

Тогда (9) можно представить с некоторым приближением в виде:

$$\bar{x}_a \approx \sqrt{3,16 \cdot 10^{-7} \cdot T^{\frac{5}{2}} \cdot e^{-\frac{U_a}{2kT}}} \quad (10)$$

Формула (8) с учетом (7) и (10) примет вид:  $J_i = c \cdot \gamma \cdot n_a \cdot \sqrt{3,16 \cdot 10^{-7} \cdot A^{\frac{5}{2}} \cdot U_i^{\frac{5}{2}} \cdot T} \cdot e^{-\frac{U_a}{2kA \cdot U_i}} \cdot e^{-\frac{U_i}{k \cdot A \cdot U_i}}$

$$\text{или } J_i = \mathcal{D} \cdot U_i^{\frac{5}{2}} \cdot \exp\left(-\frac{\alpha + \beta}{U_i}\right) \quad (11)$$

$$\text{где } \mathcal{D} = c \cdot \gamma \cdot n_a \cdot \sqrt{3,16 \cdot 10^{-7} \cdot A^{\frac{5}{2}} \cdot T}; \quad \alpha = \frac{U_a}{2kA}; \quad \beta = \frac{U_i}{k \cdot A}$$

Пусть элемент находится в плазме без примесей, тогда интенсивность излучения ионной линии

$$J_i = \mathcal{D} \cdot U_i^{\frac{5}{2}} \cdot \exp\left(-\frac{\alpha + \beta}{U_i}\right) \quad (12)$$

Если в плазму вводятся примеси, то интенсивность излучения ионной линии анализируемого элемента изменяется:

$$J_{i \text{ рез}} = \mathcal{D} \cdot U_{i \text{ рез}}^{\frac{5}{2}} \cdot \exp\left(-\frac{\alpha + \beta}{U_{i \text{ рез}}}\right), \quad (13)$$

$$\text{где } U_{i \text{ рез}} = k \cdot T \cdot \ln\left(\frac{N_1}{N_0} e^{-\frac{U_1}{kT}} + \frac{N_2}{N_0} e^{-\frac{U_2}{kT}} + \dots + \frac{N_n}{N_0} e^{-\frac{U_n}{kT}}\right)$$



Рассмотрим отношение интенсивности ионной линии в "чистой" плазме и в плазме с примесью:

$$\frac{J_i}{J_{i\text{рез}}} = \frac{U_i^{\frac{\alpha}{2}}}{U_{i\text{рез}}^{\frac{\alpha}{2}}} \cdot \exp \left[ (\lambda + \beta) \frac{-U_{i\text{рез}} + U_i}{U_i \cdot U_{i\text{рез}}} \right]$$

Отсюда

$$J_{i\text{рез}} = J_i \frac{U_{i\text{рез}}^{\frac{\alpha}{2}}}{U_i^{\frac{\alpha}{2}}} \cdot \exp \left[ (\lambda + \beta) \frac{U_{i\text{рез}} - U_i}{U_i \cdot U_{i\text{рез}}} \right]$$

Таким образом, при введении в плазму элементов с потенциалом ионизации более низким, чем потенциал ионизации анализируемого элемента, происходит спад интенсивности излучения ионной линии этого элемента. Коэффициент изменения интенсивности определяется потенциалом ионизации и количеством вводимого элемента.

О.В. Эстерле, О.В. Козлов

#### КАРМАННЫЙ ЛЮМИНОСКОП

Среди причин, вызывающих люминесценцию минералов, основными являются наличие в кристаллической решетке примесей элементов редких земель, ионов  $Mn^{2+}$ ,  $Cr^{3+}$ ,  $(UO_2)^+$ , а также дефекты решетки (Василькова и др., 1969).

При минералогических исследованиях наибольшее применение находит фотолюминесценция (облучение ультрафиолетовым светом), термолюминесценция (свечение при нагревании) и катодолюминесценция (свечение при бомбардировке поверхности минерала электронами). Люминесценция применяется в основном при диагностике и полуколичественном фазовом анализе, а также при решении вопросов генезиса руд (Комовский и др., 1954).

С точки зрения приборного оформления наиболее доступно использование метода фотолюминесценции, который применяется при диагностике шеелитов, корунда, алмаза, минералов урана, битумов при поиске нефти и т.д. (Василькова и др., 1969).

При разработке малогабаритного источника ультрафиолетового света

для возбуждения фотолуминесценции легко люминесцирующих минералов наиболее подходящей является ртутно-кварцевая лампа в тлеющем режиме (Королев, 1973) как с точки зрения экономичности, так и по габаритам. Соперничать с этим источником может лишь искровой разряд в воздухе, однако по соображениям техники безопасности от него приходится отказываться. Безэлектродные высокочастотные лампы имеют сложный, дорогой и тяжелый источник питания (Вердигов и др., 1973).

Основными элементами переносного источника ультрафиолетового света, определяющими его размер и вес, являются ртутно-кварцевая лампа и батарея питания. Применение серийных ламп типа ПРН, Д-220, Д-375 и т.д. не позволяет сделать прибор меньше чем 210 x 96 x 40 мм и легче 900 г (Королев, 1973). Для полевого прибора индивидуального пользования такой вес и габариты являются значительными.

Использование ртутно-кварцевой лампы, извлеченной из серийной люминесцентной осветительной лампы типа ДРЛ-125 или РО1АМ (польского производства), позволяет значительно сократить габариты (135 x 95 x 25 мм), вес (350 г) и потребляемую энергию прибора.

Для повышения надежности работы прибора в условиях жаркого среднеазиатского лета германиевый транзистор П201Э заменен кремниевым типа МПЧ3А, имеющим также и меньшие габариты.

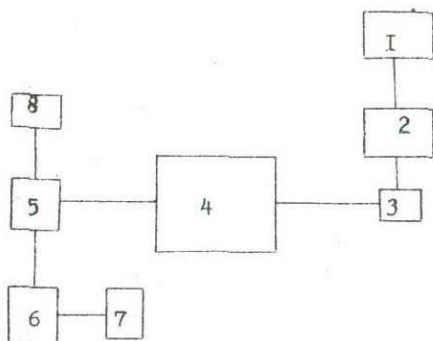
Всесторонние испытания прибора дали хорошие результаты.

Ш.Ш.Садыков, Р.Н.Ким

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЦИНКА, МЕДИ И КАДМИЯ МЕТОДОМ АТОМНОЙ ФЛУОРЕСЦЕНЦИИ

В 1964 году появились первые работы Дж.Вайнфорднера [1, 2] по исследованию атомной флуоресценции. В основу этого метода положено следующее физическое явление: атомы, поглощая свет определенных длин волн, возбуждаются, переходят с нижних энергетических уровней на более высокие, а через некоторое время возвращаются на нижние энергетические уровни, излучая в некоторых случаях свет. Этот физический про-

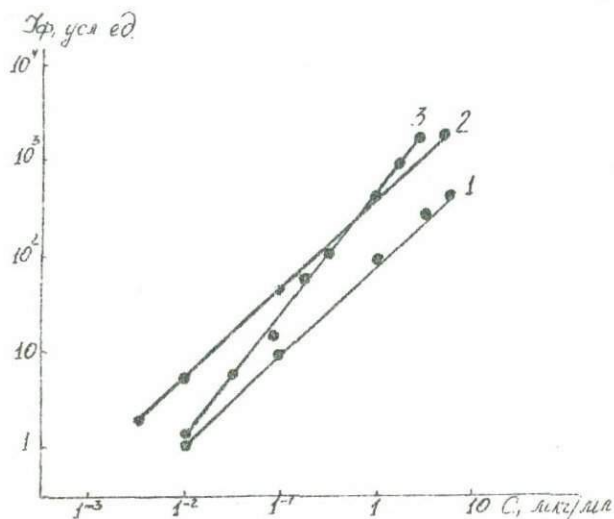
цесс называется оптической флуоресценцией. Интенсивность флуоресценции зависит от величины светового потока, а также от степени взаимодействия атомов с этим потоком: если свет плохо поглощается атомами, то и процесс этот будет выражен слабо. Для исследования атомной флуоресценции ряд авторов использует приборы разных модификаций: фотометр постоянного тока, бездисперсионный фотометр и др. Для определения цинка, меди и кадмия методом атомной флуоресценции нами был сконструирован фотометр переменного тока, отличительной особенностью которого является то, что с его помощью можно отделить эмиссионное излучение и снизить шумы фотомножителя. Фотометр (рис. I) собран на основе кварцевого монохроматора ЗМР-3, источником света служили высокочастотные безэлектродные лампы, регистрирующая система состояла из фотомножителя, селективного усили-



Р и с. I. Схема экспериментальной установки: 1 - генератор сигналов; 2 - высокочастотный генератор; 3 - атомизатор; 4 - монохроматор; 5 - фотомножитель; 6 - селективный усилитель; 7 - электронный самописец; 8 - источник питания ЭЭУ

теля и самописца ЭП-09. Атомизация элементов производилась горелкой предварительного смешивания газов. Распыление раствора в пламя производилось уголковым распылителем. В наших экспериментах в качестве горючих газов применялась смесь - пропан-бутан с воздухом. Эталонные растворы цинка, меди и кадмия приготавливались путем растворения химически

чистых металлов в азотной кислоте с дальнейшим разбавлением в бидистиллированной воде. Градуировочные графики строили в координатах  $J_{\text{ф ст}}$   $C$ , где  $J_{\text{ф}}$  — интенсивность флуоресцентного сигнала в относительных единицах, а  $C$  — концентрация определяемого элемента в мкг/мл. Как видно из рис. 2, градуировочные линии прямолинейны до концентрации 7,5 мкг/мл.



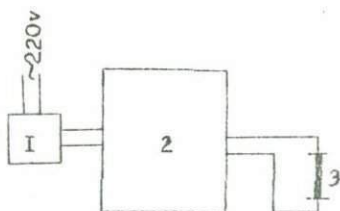
Р и с. 2. Зависимость концентрации "С" меди 1, цинка 2, кадмия 3 от интенсивности флуоресценции

что имеет важное значение при проведении аналитических работ. Результаты эксперимента были сравнены с результатами, полученными на атомно-флуоресцентном фотометре постоянного тока (таблица).

Т а б л и ц а

Элемент	Атомно-флуоресцентный фотометр постоянного тока, мкг/мл	Атомно-флуоресцентный фотометр переменного тока, мкг/мл [4]
Медь	0,015	0,01
Цинк	0,01	0,006
Кадмий	-	0,01

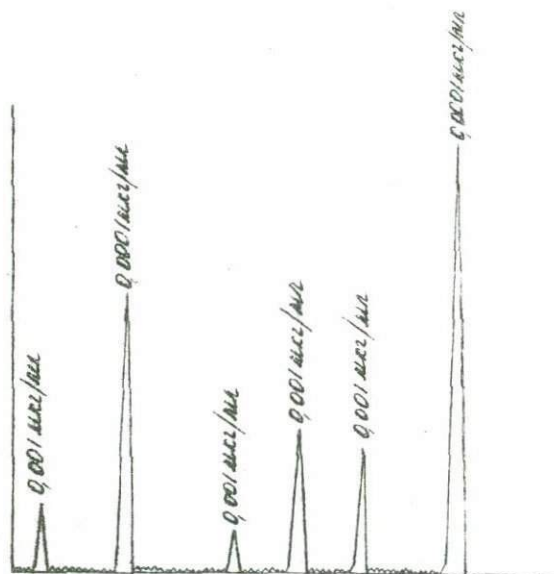
Для повышения чувствительности атомно-абсорбционного анализа предложен импульсный метод испарения проб [3]. Данный метод мы решили использовать при определении кадмия методом атомной флуоресценции. Конструкция импульсного атомизатора весьма проста (рис.3): графитовый стержень, изготовленный из спектрального угля марки С-3, вводился в



Р и с. 3. 1 - автотрансформатор, 2 - понижающий трансформатор, 3 - угольный электрод

пламя с помощью специального держателя. Горелка во время измерения была неподвижна. Стержень нагревался переменным током от понижающего трансформатора мощностью 0,7 квт. Размеры стержня: длина - 100 мм, диаметр - 6 мм, диаметр канала для пробы - 3,2 мм. Анализ проводился следующим образом: стержень вставлялся в зажимы держателя и обжигался от примесей в тех же условиях, в которых проводились измерения, далее стержень после охлаждения обрабатывался раствором полистирола в бензоле (0,2%), затем пипеткой наносилась капля пробы, которая просушивалась при пропускании через стержень тока. Свет от источника фокусировался над каналом с пробой. Минимальная концентрация, обнаруженная данным методом, была равна 0,0001 мкг/мл кадмия. На рис. 4 представлена регистраграмма определения кадмия. Пики для соответствующих концентраций (0,001 и 0,0001 мкг/мл) не одинаковы. Это обусловлено, вероятно, тем, что мы пользовались разными стержнями, обладающими не одинаковыми электрическими свойствами.

Таким образом, результаты эксперимента показали возможность применения атомно-флуоресцентного фотометра переменного тока с угольным распылителем и атомизатором "пламя-печь" в аналитической практике.



Р и с. 4. Регистрограмма измерения флуоресценции кадмия атомизатором "печь-пламя"

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Winefordner J.D, Vickers T.J., Anal. Chem, 36, 161, 1964
2. Winefordner J.D, Staab R.A., Anal. Chem, 36, 165, 1964
3. Борзов В.П., Львов Б.В., Плющ Г.В. ЖЮ, II, 217, 1969.
4. Бетин Ю.П., Верховский Б.И. и др. Тр.ВНИИ. Цветмет-автоматика, вып.2, 84, 1971.

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ИЗЛУЧЕНИЯ  
СПЕКТРАЛЬНОЙ ЛИНИИ ОТ ДИСПЕРСНОСТИ  
АНАЛИЗИРУЕМОЙ ПРОБЫ

Интенсивность излучения спектральной линии нейтрального атома при условии полной диссоциации соединений, вносимых в разряд, и отсутствии самопоглощения определяется выражением:

$$J = c \cdot \gamma \cdot \tau \cdot n_0 \cdot (1-x) \cdot e^{-\frac{E}{kT}} \quad (1)$$

где  $c$  — постоянная,

$\gamma$  — коэффициент использования паров,

$\tau$  — время пребывания атома в зоне разряда,

$n_0$  — количество атомов, поступающих в единицу объема разряда,

$x$  — степень ионизации атомов.

$E$  — энергия возбуждения спектральной линии,

$T$  — температура разряда,

$k$  — постоянная Больцмана.

В выражении (1) постоянными будут величины:  $c$ ,  $\gamma$ ,  $E$ ,  $k$ . Общее излучение атомов анализируемого элемента в зоне разряда в течение времени  $\Delta t$  находим так:

$$\Delta J_{\Sigma} = c \cdot \gamma \cdot \tau \cdot N \cdot (1-x) \cdot e^{-\frac{E}{kT}} \cdot \Delta t, \quad (2)$$

Здесь  $N$  — общее число атомов анализируемого элемента в зоне разряда.

Количество атомов анализируемого элемента пропорционально массе вещества, испарившейся с частицы породы за время  $\Delta t$ :

$$N = \alpha \cdot \beta \cdot \Delta m, \quad (3)$$

где  $\alpha$  — концентрация анализируемого элемента в веществе пробы,

$\beta$  — коэффициент перехода от концентрации анализируемого элемента в веществе пробы к концентрации этого элемента в разряде,

$\Delta m$  — масса испарившегося вещества с частицы пробы.

Известно, что время пребывания атома в плазменном облаке определяется радиусом облака ( $R$ ) и коэффициентом диффузии ( $D$ ) (Русанов, 1969):

$$\bar{t} = \frac{R^2}{(2,4)^2 D} \quad (4)$$

Радиус разряда определяется, как показал А.К.Русанов, соотношением:

$$R^2 = m \cdot i^2 \quad (5)$$

где  $i$  — меняется от 1,7 (при высоких значениях потенциала ионизации дугового газа) до 1,0 (при низких значениях),

$m$  — постоянная,

$i$  — сила тока в разряде.

Коэффициент диффузии при данной температуре ( $T$ ) связан с коэффициентом диффузии ( $D_0$ ) при нормальных условиях (1 атм., 273°K) соотношением (Львов, 1966):

$$D = D_0 \left( \frac{T}{T_0} \right)^n \cdot \left( \frac{p_0}{p} \right), \quad (6)$$

где  $n$  принимает значения от 1,5 до 2,0 для различных газов.

Зависимость давления от температуры следует известному закону:

$$p = p_0 (1 + \alpha \cdot T) \quad (7)$$

Температура плазменного облака пропорциональна эффективному ионизационному потенциалу плазмы (Мандибур, Ахметов, 1975)

$$T = A \cdot U_{эфф} \quad (8)$$

Изменение радиуса при испарении небольших частиц подчиняется соотношению, полученному экспериментально Срезневским:

$$r^2 = r_0^2 - K \cdot t, \quad (9)$$

где

$$K = \frac{2 \cdot \lambda (T_{\infty} - T_{ст})}{\rho_ч \cdot Q}$$

$r_0$  — начальный радиус частицы,

$\lambda$  — коэффициент теплопроводности газа,

$T_{\infty}$  — температура среды (°K),

$T_{ст}$  — стационарная температура поверхности частицы,

$\rho_ч$  — плотность частицы,

$Q$  — скрытая теплота испарения.

Из формулы (9) можно перейти к закону испарения вещества частицы:

$$m_0 - m = \Delta m = m_0 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{K}{r_0^2} t \right)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (10)$$

Степень ионизации  $x$  при введении в плазменное облако элементов с различными потенциалами ионизации выразим в (2) через среднее значение степени ионизации элемента  $\bar{x}$ :

$$\bar{x} \approx \sqrt{3,16 \cdot 10^{-r}} \cdot T^{\frac{5}{4}} \cdot e^{-\frac{U}{2kT}}, \quad (11)$$



где  $U$  - потенциал ионизации анализируемого элемента. Таким образом, выражение (2), с учетом (3), (4), (5), (6), (7), (8), (10) и (11), можно представить в виде:

$$\Delta J_{\Sigma} = c \cdot \gamma \cdot \frac{m \cdot i \cdot t}{(2.4)^2 \cdot D_0} \cdot T_0^n \cdot \frac{(1 + h \cdot A \cdot U_{\text{эфф}})}{(A \cdot U_{\text{эфф}})^n} \cdot h \cdot \beta \cdot \frac{4}{3} \pi \cdot \rho_4 \cdot [1 - \sqrt{3.16 \cdot 10^{-7}} \cdot (A \cdot U_{\text{эфф}})^{\frac{5}{4}}]$$

или 
$$\Delta J_{\Sigma} = L \cdot U \cdot \tau_0^3 \left[ 1 - \left( 1 - \frac{k}{\tau_0^2} t \right)^{\frac{3}{2}} \right] \Delta t$$
 (12)

где  $L = c \cdot \gamma \cdot \frac{m \cdot i \cdot t}{(2.4)^2 \cdot D_0} \cdot T_0^n \cdot h \cdot \beta \cdot \frac{4}{3} \pi \cdot \rho_4$

$$U = \frac{(1 + h \cdot A \cdot U_{\text{эфф}})}{(A \cdot U_{\text{эфф}})^n} \left[ 1 - \sqrt{3.16 \cdot 10^{-7}} \cdot (A \cdot U_{\text{эфф}})^{\frac{5}{4}} \right]^{\frac{4}{5}} \cdot e^{-\frac{U}{2k \cdot A \cdot U_{\text{эфф}}}} \cdot e^{-\frac{E}{k \cdot A \cdot U_{\text{эфф}}}}$$

Проинтегрируем выражение (12) по времени:

$$\int_0^t \Delta J_{\Sigma} = L \cdot U \cdot \tau_0^3 \int_0^t \left[ 1 - \left( 1 - \frac{k}{\tau_0^2} t \right)^{\frac{3}{2}} \right] dt$$

$$J_{\Sigma} = L \cdot U \cdot \tau_0^3 \left\{ t + \frac{2}{5} \cdot \frac{\tau_0^2}{k} \left[ \left( 1 - \frac{k}{\tau_0^2} t \right)^{\frac{5}{2}} - 1 \right] \right\}$$
 (13)

Полученное выражение имеет следующий физический смысл: это интегральная энергия, излучаемая атомами анализируемого элемента, испарявшимися с одной частицы пробы в течение времени  $t$  и находившимися в излучающем облаке. В формуле (13) время пребывания частицы в разряде ( $t$ ) должно быть функцией радиуса частицы, если только на нее действуют силы сопротивления при движении в плазменном облаке. В работе Б.М. Ахметова<sup>х)</sup> при рассмотрении движения частицы с учетом сил сопротивления было показано, что движение (при нулевых начальных условиях) подчиняется закону:

$$V = \frac{4}{18} \cdot \frac{\rho_0}{\eta} \cdot \left[ t - \frac{\rho_0 - \rho_T}{\rho_4} t \right] \cdot g \cdot \tau_0^2 \cdot \left( 1 - e^{-\frac{18}{4} \cdot \frac{\eta}{\tau_0^2} t} \right)$$

или  $V \approx \frac{4}{18} \cdot \frac{g}{\eta} \cdot [\rho_4 - (\rho_0 - \rho_T)] \cdot \tau_0^2$  (14)

Время пролета частицы пробы сквозь плазменное облако:

$$t = \frac{2R}{V}$$

или, с учетом (5) и (14):  $t = 36 \sqrt{m \cdot i \cdot t} \cdot \frac{\eta}{4 g [\rho_4 - (\rho_0 - \rho_T)]}$  (15)

<sup>х)</sup> Данный сборник, стр. 126

$$\text{или } t = \frac{\pi}{v_0} \cdot 1$$

$$\text{где } \Pi = \beta \sqrt{m \cdot v_0} \cdot \frac{\eta}{[\rho_4 - (\rho_0 - \rho_7)] \cdot g}$$

Таким образом, суммарное излучение атомов анализируемого элемента, испаряющихся с одной частицы пробы за время прохождения ее сквозь разряд:

$$J_{\Sigma} = L \cdot u \cdot \Pi \cdot v_0 \left\{ 1 + \frac{2}{5} \frac{v_0^4}{\kappa \Pi} \left[ \left( 1 - \frac{\kappa \Pi}{v_0^4} \right)^{\frac{5}{2}} - 1 \right] \right\}$$

Предположим, что в пробе массой  $\Delta M$  все частицы имеют сферическую форму радиусом  $r_0$ , тогда количество частиц в этой навеске  $Z = \Delta M / \frac{4}{3} \pi r_0^3 \rho_4$ . Полученное выше выражение определяет полную полезную информацию, излучаемую при испарении одной частицы пробы. Аналитика интересуется обычно информацией, которую можно получить из навески пробы  $\Delta M$ . Для этого, очевидно, полученное выражение необходимо умножить на  $Z$ :

$$J_{\Sigma} = L \cdot u \cdot \Pi \cdot v_0 \left\{ 1 + \frac{2}{5} \frac{v_0^4}{\kappa \Pi} \left[ \left( 1 - \frac{\kappa \Pi}{v_0^4} \right)^{\frac{5}{2}} - 1 \right] \right\} \cdot \frac{\Delta M}{\frac{4}{3} \pi r_0^3 \rho_4} \quad (16)$$

$$J_{\Sigma} = \frac{3}{4} L \frac{u \cdot \Pi \cdot \Delta M}{\pi \cdot \rho_4} \cdot \frac{1}{v_0^2} \left\{ 1 + \frac{2}{5} \frac{v_0^4}{\kappa \Pi} \left[ \left( 1 - \frac{\kappa \Pi}{v_0^4} \right)^{\frac{5}{2}} - 1 \right] \right\}$$

$$\text{или } J_{\Sigma} = L_0 \cdot u \cdot \left\{ 1 + \frac{2}{5} \frac{v_0^4}{\kappa \Pi} \left[ \left( 1 - \frac{\kappa \Pi}{v_0^4} \right)^{\frac{5}{2}} - 1 \right] \right\} \frac{1}{v_0^2},$$

$$\text{где } L_0 = \frac{3L \cdot \Pi \cdot \Delta M}{4\pi \cdot \rho_4}$$

$$\text{или, с некоторым приближением } J_{\Sigma} \approx L_0 \cdot u \cdot \frac{1}{v_0^2}$$

Как видно из полученного соотношения между радиусом и полной полезной информацией, получаемой из пробы навески  $\Delta M$ , с изменением радиуса частицы интенсивность изменяется обратно пропорционально квадрату радиуса. Это соотношение, полученное теоретическим путем находится в соответствии с широко известным эффектом уменьшения интенсивности излучения спектральной линии при увеличении размеров частиц анализируемой пробы. При полуколичественном эмиссионном спектральном анализе навеска пробы и стандарта берется одинаковой -  $\Delta M$ . Допустим, частицы пробы имеют радиус  $r_1$ , тогда в массе  $\Delta M$  количество таких частиц равно  $Z_1$ ; если частицы стандарта имеют радиус  $r_2$ , то количество их в навеске  $\Delta M$  будет  $Z_2$ .

$$\Delta M \approx \frac{4}{3} \pi r_1^3 \rho_4 Z_1 = \frac{4}{3} \pi r_2^3 \rho_4 \cdot Z_2,$$

$$\text{откуда: } \frac{r_1^3}{r_2^3} = \frac{Z_2}{Z_1}$$

Суммарная энергия, излученная спектральной линией анализируемого элемента, находящегося в навеске пробы  $\Delta M$ :

$${}^1 J_{\Sigma} = L \cdot \Pi \cdot \Pi \cdot \tau_1 \left\{ 1 + \frac{2}{5} \frac{\tau_1^4}{\kappa \Pi} \left[ \left( 1 - \frac{\kappa \Pi}{\tau_1^4} \right)^{\frac{5}{2}} - 1 \right] \right\} \tau_1 \quad (18)$$

и в стандарте:

$${}^2 J_{\Sigma} = L \cdot \Pi \cdot \Pi \cdot \tau_2 \left\{ 1 + \frac{2}{5} \frac{\tau_2^4}{\kappa \Pi} \left[ \left( 1 - \frac{\kappa \Pi}{\tau_2^4} \right)^{\frac{5}{2}} - 1 \right] \right\} \tau_2 \quad (19)$$

Возьмем соотношение (18) и (19):

$$\frac{{}^1 J_{\Sigma}}{{}^2 J_{\Sigma}} = \frac{\left\{ 1 + \frac{2}{5} \frac{\tau_1^4}{\kappa \Pi} \left[ \left( 1 - \frac{\kappa \Pi}{\tau_1^4} \right)^{\frac{5}{2}} - 1 \right] \right\} \tau_1 \cdot \tau_1}{\left\{ 1 + \frac{2}{5} \frac{\tau_2^4}{\kappa \Pi} \left[ \left( 1 - \frac{\kappa \Pi}{\tau_2^4} \right)^{\frac{5}{2}} - 1 \right] \right\} \tau_2 \cdot \tau_2}$$

или  $\frac{{}^1 J_{\Sigma}}{{}^2 J_{\Sigma}} \approx \frac{\tau_1 \cdot \tau_1}{\tau_2 \cdot \tau_2}$

Учитывая для полученного соотношения выражение (17), имеем:

$$\frac{{}^1 J_{\Sigma}}{{}^2 J_{\Sigma}} \approx \frac{\tau_2^2}{\tau_1^2} \quad \text{или} \quad {}^1 J_{\Sigma} \approx \frac{\tau_2^2}{\tau_1^2} \cdot {}^2 J_{\Sigma} \quad (20)$$

$$\text{Если } \frac{\tau_2}{\tau_1} = \sigma, \quad \text{то} \quad {}^1 J_{\Sigma} \approx {}^2 J_{\Sigma} \cdot \sigma^2 \quad (21)$$

Полученное соотношение (21) позволяет сделать выводы:

- при изменении размеров частиц одной навески пробы общая полезная информация, получаемая от всей навески, изменяется пропорционально отношению квадратов радиусов этих частиц;

- ошибка анализа для пробы неоднородной дисперсности растет согласно квадратичного закона.

Для объяснения результата (20) необходимо учесть тот факт, что при увеличении радиуса частицы вещество пробы не успевает полностью испариться в зоне разряда, соответственно и излучаемая энергия для частиц большого радиуса меньше, чем для частиц малого радиуса, которые испаряются в зоне разряда практически полностью.

Л.К.Симонова, И.Г.Шарыгина

## ПРИМЕНЕНИЕ В КАЧЕСТВЕ ФЛОТОРЕАГЕНТОВ-СОБИРАТЕЛЕЙ СОЕДИНЕНИЙ НА ОСНОВЕ КРЕМНИЯ

В основе процесса извлечения минералов цветных металлов из перерабатываемых руд лежит флотация. Проведение флотационного процесса возможно лишь при условии использования эффективных поверхностно-активных веществ (ПАВ) флотационных реагентов различного технологического назначения. Особо важная роль принадлежит собирателям и пенообразователям. Первые в подавляющем большинстве являются ионогенными ПАВ, избирательно адсорбирующимися на границе "минерал-вода" и придающими гидрофобные свойства поверхности минералов, что обеспечивает прикрепление последних к пузырькам воздуха и вынос в пену.

Несмотря на огромные масштабы применения флотационных процессов в практике, ассортимент применяемых ПАВ ограничен. На сегодняшний день важнейшими собирателями, применяемыми при флотации руд цветных металлов, являются группы ксантогенатов, аэрофлотов и жирных кислот.

Ограниченный ассортимент веществ, использованных в качестве коллекторов, вызывает необходимость расширения поиска в этой отрасли с целью изыскания новых ПАВ, относящихся к различным классам органической химии. Спробование их представляет значительный интерес.

Настоящая работа проведена с целью изучения возможности применения кремнийорганических веществ в качестве реагентов-собирателей, в настоящее время не нашедших распространения в практике предприятий цветной металлургии, но с каждым годом все более широко применяемых в различных областях народного хозяйства. Расширение ассортимента флотореагентов за счет кремнийорганических продуктов возможно благодаря тому, что с каждым годом увеличивается количество их наименований и объем выпускаемой отечественными заводами продукции.

Соединения на основе кремния отличаются большой химической активностью образующихся при диссоциации в водных растворах анионов в

виде цепочки: кремний-кислород-алкильная (или кремний-кислород-арильная) группа. Учитывая это, В.А. Глембоцкий и другие предложили использовать их в качестве флотационных реагентов-собирателей.<sup>х)</sup>

В данной работе представлены результаты по изучению возможности применения полиэтилгидридсилоксана. Эта гидрофобизирующая кремнийорганическая жидкость, выпускаемая заводами под маркой ПКЖ-94 (ГОСТ 10834-64), бесцветная и вязкая, в чистом виде почти без запаха, хорошо растворима в неполярных растворителях, нейтральна, не обладает корродирующим действием, не выделяет вредных паров и газов, физиологически безвредна. Применение ПКЖ-94 для обработки частиц руды и минералов возможно лишь в виде водной эмульсии, для приготовления которой наиболее эффективным оказалось использование ультразвука при частоте 16 мгц с помощью прибора УЗДН-1. Образующиеся в воде шарики (глобулы полиэтилгидридсилоксана) имеют размер 2-5 мк.

Исследования проводились на пробах золотомышьяковой руды Тарорского (Таджикская ССР) месторождения, а также на чистых минералах, входящих в состав этой руды. Качество и состав используемых проб контролировались химическим и спектральным анализами. Класс крупности проб составлял -100+44 мк, при этом продукты предварительно отмывались от шламов и хранились под слоем дистиллированной воды, освобожденной от растворенных в ней газов путем вакуумирования.

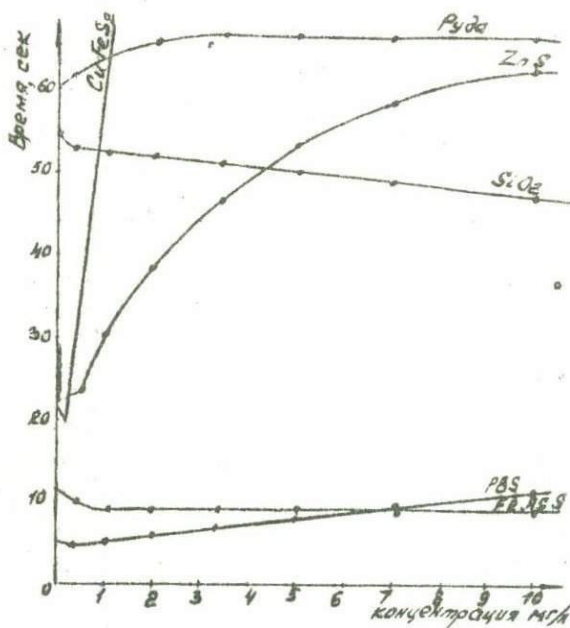
Для установления влияния полиэтилгидридсилоксана на изменение свойств поверхности рудных частиц был использован процесс флокуляции, который представляет собой явление агрегации зерен в суспензии, протекающее в результате повышения гидрофобности их поверхности. Количественной характеристикой этого процесса является величина сил взаимного сцепления зерен, которая контролируется по способности разрушения узкого столба зерен на приборе ВЛШ-2 по методике, разработанной в институтах КазНИМС и Казмеханобр. Исследования проводились на сульфидных минералах меди, свинца, цинка, железа, а также на пробах золотомышьяковой руды Тарорского месторождения по нижеприведенной методике.

Приготовленную заранее водную суспензию пробы минерала или руды (соотношение твердого к жидкому Т:Ж = 1:8) заливали в специальную трубку, из которой откачивался воздух. Смесь перемешивали с помощью специального устройства, позволяющего вращать трубку вокруг горизонтальной оси. После вибрационного формирования осадка трубку переворачивали и устанавливали вертикально и по секундомеру определяли время разрушения

---

<sup>х)</sup> В.А. Глембоцкий, А.П. Пикнат-Ордынская, А.К. Жданов. Способ флотации руд. Авт.свидетельство СССР, № 108484, 1956.

столба при "положении вибрации". Замеры осуществлялись в присутствии различных количеств ПЖ-94, вводимых в виде водной эмульсии. Полученная характеристика об изменении степени флокуляции в зависимости от концентрации полиэтилгидридсилоксана представлена на рис. I.



Р и с. I. Влияние расхода ПЖ-94 на степень флокуляции

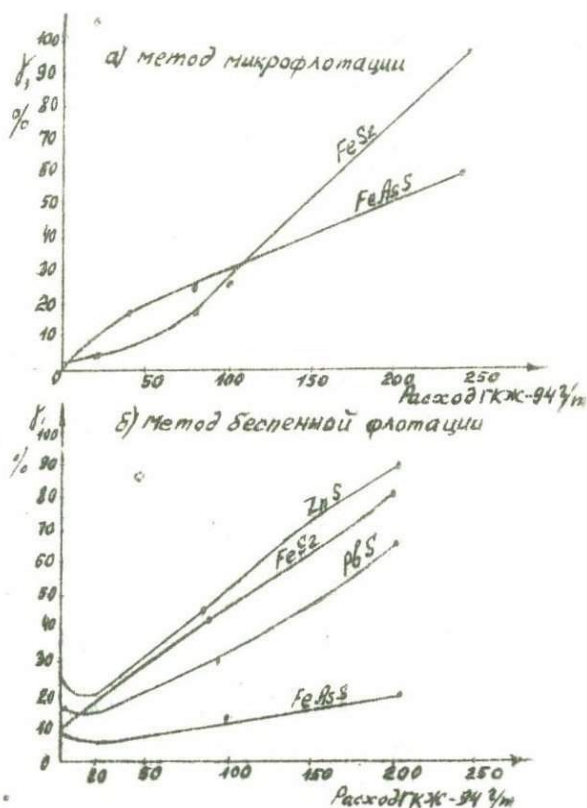
Агрегация минеральных частиц в присутствии полиэтилгидридсилоксана свидетельствует о том, что происходит увеличение гидрофобности поверхности, на которой адсорбируется реагент.

Одна из важнейших физико-химических характеристик состояния поверхности — ее гидрофобность — характеризует изменение флотационных свойств рудных минералов. Для подтверждения этого были использованы микрофлотация и беспенная флотация.

Опыты по микрофлотации осуществляли на специальной машине с импеллерной мешалкой емкостью камеры 17 мл; навеска твердого продукта 2 г, Т:Ж = 1:8. В качестве вспенивателя использовали сосновое масло

(расход 50 г/т).

Изучение влияния ПКЖ-94 на флотированность минералов с помощью метода микрофлотации позволило отметить более высокую эффективность воздействия этого реагента на пирит в сравнении с арсенопиритом. Как известно, эта пара минералов (пирит и арсенопирит) является наиболее трудно разделяемой. С увеличением расхода реагента (г/т) повышается флотированность минералов, но в различной степени (рис. 2а).



Р и с. 2. Зависимость флотированности сульфидов цветных металлов от расхода ПКЖ-94

данные микрофлотации и флокуляции подтвердились при исследовании степени гидрофобизации поверхности сульфидов цветных металлов методом беспенной флотации. Это исследование проводилось на трубке Халимонда, установленной на магнитной мешалке со скоростью перемешивания, подобранной таким образом, чтобы магнитный элемент поднимал минерал на высоту нижнего шлифа трубки. Подача воздуха осуществлялась за счет давления водного столба, количество которого регулировалось переходными кранами и капиллярами с расходом  $3 \text{ см}^3/\text{мин}$ . Навески проб минерала составляли 0,5 г. Зависимость флотуемости сфалерита, пирита, галенита и арсенопирита от расхода ГРЖ-94 представлена на рис. 26. По результатам опытов беспенной флотации можно сделать вывод о том, что полиэтилгидридсилоксен обладает свойствами собирателя. Наиболее положительные данные получены при флотации сфалерита и пирита.

Г.И.Побережнюк, В.И.Гайдина, Б.А.Каримов,  
Г.С.Бергер, Л.М.Киселев

#### ФЛОТАЦИОННОЕ ОБОГАЩЕНИЕ БЕДНЫХ ЦЕЗИЕВЫХ РУД

В редкометалльных пегматитах цезий находится в основном в форме поллуцита, и часть его рассеяна в других минералах. Промышленный интерес представляет поллуцит и вмещающие пегматиты цезийсодержащие кварц-биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы, в которых цезий связан с биотитом.

Нами проводились исследования по редкометалльным цезийсодержащим пегматитам, в результате которых разработаны технологические схемы с учетом комплексного использования сырья. Для руд изучаемых пегматитов характерно большое разнообразие минералов редких элементов.

Технология обогащения цезийсодержащих минералов увязана с технологией обогащения руды в целом с учетом комплексного использования всех полезных компонентов руды. Поллуцитовые руды изучаемых нами месторождений, содержащие 1% окиси цезия, рассматриваются как бедные по сравнению с аналогичными месторождениями поллуцитовых руд за рубежом.

Пегматиты этих месторождений залегают в осадочно-метаморфичес-



ких образованиях (кварц-биотитовых и кварц-амфиболовых сланцах) и характеризуются наличием поллуцита в виде мелкозернистых агрегатов. Наличие вмещающих пород в технологической пробе (до 10%) обуславливает необходимость предварительной выборки из руды сланцев (сырья для получения солей цезия из биотита) и улучшает технологию флотационного обогащения. Отсортированная руда, представлена главным образом полевым шпатом и кварцем, в меньших количествах присутствуют минералы группы пироксенов, слюда (мусковит и биотит до 2-3%) и до 1% поллуцита.

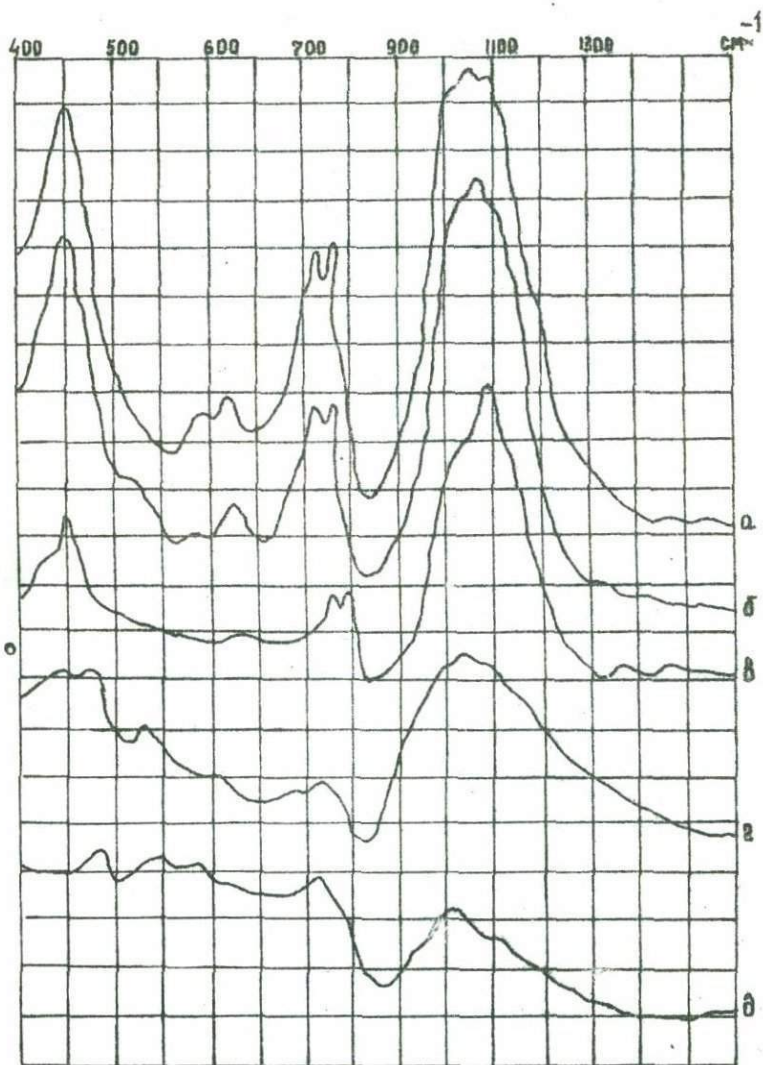
Разработанная технологическая схема обогащения для редкометалльной руды, проверенная в полупромышленных условиях, предусматривает в голове процесса выборку сланцев, гравитационное обогащение танталита и касситерита с последующей доводкой их магнитной сепарацией. Хвосты гравитации после сгущения обрабатываются едким натрием для активации минералов группы пироксенов и очистки их поверхности от тонких шламов. Кроме того, едкий натрий связывает ионы кальция, магния, железа и др., предотвращая активацию ими минералов вмещающих пород. С целью снижения солей жесткости в пульпе и удаления тонких шламов по схеме предусматривается обесшламливание по классу -10-15 мкр. Наличие в руде пироксена до 10% не позволяет получить поллуцитовые концентраты без предварительного удаления его из-за близости флотационных свойств в кислой среде. Флотация вышеназванного минерала проводится в щелочной среде, созданной едким и сернистым натрием анионным собирателем с подогревом пульпы при  $K:T=1:1$  до 70-75<sup>o</sup>C.

Присутствие в руде до 3% мусковита и цезийсодержащего биотита вызывает необходимость проведения слюдяной флотации с целью получения из слюдяных концентратов солей цезия и кондиционных полевошпатовых продуктов. Хвосты слюдяной флотации после нейтрализации щелочной среды отмываются на обработку фтористоводородной кислотой и последующую флотацию АНП полевых шпатов и поллуцитов. Камерный продукт является кварцевым концентратом. Полученный коллективный поллуцит-полевошпатовый концентрат подвергался селекции с применением в качестве депрессора серной кислоты. При этом лучшие показатели были получены при проведении дополнительной перечистки после отмывки серной кислотой и флотации поллуцита в присутствии плавиковой кислоты (50 мг/л) катионным собирателем. В условиях непрерывного процесса на опытно-промышленной фабрике получен поллуцитовый концентрат, содержащий 5,04% окиси цезия при извлечении 24,49% от руды или 41% от содержания окиси цезия, связанного с поллуцитом.

Т а б л и ц а

Баланс распределения окиси лития /1/, окиси рубидия /2/,  
окиси цезия /3/ в хвостах технологической пробы

Минералы	:Содержа- :ние ми- :нерала в: :пробе,% :	Содержание в минерале, %			Содержание в пробе за счет минерала,%					
		I	2	3	фактическое			относительное		
		I	2	3	I	2	3	I	2	3
Поллуцит	1,0	0,187	0,375	30,0	0,002	0,003	0,30	0,21	1,04	59,0
Кварц	27,0	0,041	0,023	0,039	0,011	0,006	0,01	1,13	2,14	1,9
Альбит	33,0	0,1	0,2	0,210	0,033	0,066	0,069	3,41	23,50	13,0
Микроклин	13,0	0,05	1,262	0,287	0,006	0,164	0,037	0,63	58,36	7,2
Минералы группы пироксенов	12,0	7,5	0,009	0,07	0,9	0,001	0,008	92,90	0,36	1,6
Биотит	2,0	0,787	1,250	4,187	0,016	0,025	0,084	1,62	8,90	16,6
Мусковит	1,9	0,074	0,877	0,176	0,001	0,016	0,002	0,10	5,70	0,7
Содержание в пробе по минералогическим подсче- там					0,969	0,284	0,51			
Содержание в пробе по результатам химического анализа					1,04	0,25	0,5			



Р и с. 1. ИК-спектры полудита, обработанного растворами фосфорной кислоты, %: а - 0,05; б - 0,1; в - 0,5; г - 1; д - 5

Баланс распределения редких элементов в руде показал, что поллуцит является основным цезийсодержащим минералом: с ним связано около 60% окиси цезия. А с биотитом, вошедшим в пробу с классом -25+0 мм после рудосортировки, -16% (табл.); остальная его часть рассеяна в породообразующих минералах. Следовательно теоретическое извлечение поллуцита составляет только 60%.

Характер и степень замещения поллуцита альбитом, слюдами и сподуменом наблюдали при микроскопическом контроле процесса обогащения, а также с помощью катодно-люминесцентной установки, где отчетливо видно замещение поллуцита сподуменом по ярко-красному свечению названного минерала. Замещение поллуцита, несомненно, оказывает влияние на его флотационные свойства, чем и объясняется наличие сильно-замещенных его зерен в пироксеновом, полевошпатовом и кварцевом продуктах.

Анализ разработанной схемы обогащения поллуцитовых руд и изучение флотационных особенностей и физико-химических свойств поллуцита методами ИК-спектроскопии, а также химическим, радиоспектроскопическим и потенциометрическим методами показали, что расходы плавиковой кислоты и катионного собирателя для исследованного типа руд являются оптимальными. На рис. I приведены ИК-спектры поллуцита, обработанного растворами плавиковой кислоты различной концентрации. При обработке поллуцита плавиковой кислотой концентрации от 0,05 до 0,5% на его поверхности не наблюдается изменений по данным ИК-спектров в области поглощения  $Me-O$  ( $500-650\text{ см}^{-1}$ ),  $Si-O-Al$  ( $900-1100\text{ см}^{-1}$ ) /рис. I/. Однако в 0,5% растворе плавиковой кислоты интенсивность характеристических полос ослабевает (рис. Iв). Увеличение концентрации до 1% приводит к уменьшению интенсивности полос поглощения ( $550-650\text{ см}^{-1}$ ) и к уширению полосы ( $1086\text{ см}^{-1}$ ) (рис. Iг). Эти изменения поллуцита характеризуются удалением с поверхностного слоя щелочных металлов ( $Ca, Na$ ), вхождением воды, протон которой компенсирует нарушение связи. Дальнейшее увеличение концентрации плавиковой кислоты до 5% приводит к разрушению структуры минерала (рис. Iд).

Проведенные исследования позволяют сделать заключение о принципиальной возможности рентабельного обогащения бедных поллуцитовых руд при комплексном их использовании.

В.С.Коган, В.С.Киселева, Л.И.Лавриненко

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОЛЛУЦИТА С ОСНОВНЫМИ ОКИСЛЯМИ

### С о о б щ е н и е I

#### Дериватографическое исследование взаимодействия поллуцита с углекислым натрием

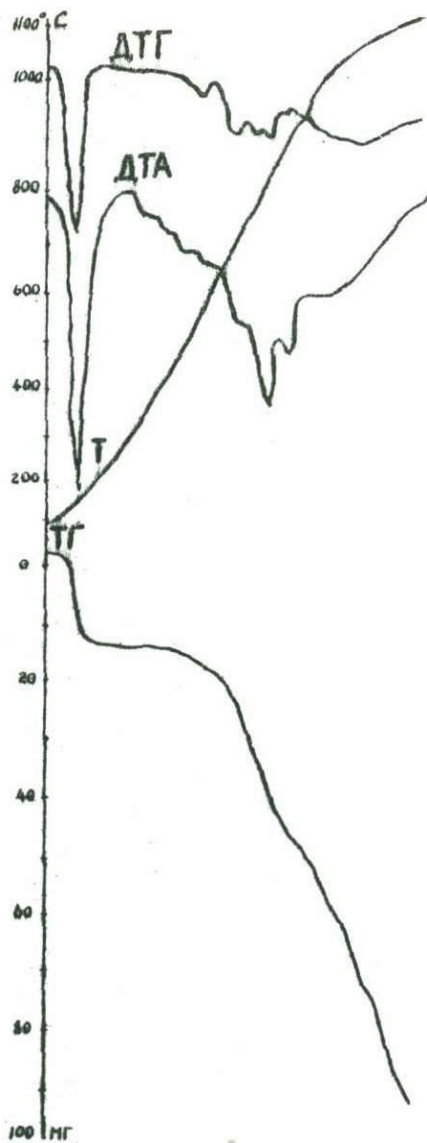
Для интенсификации процесса спекания алюмосиликатных шихт обычно вводят в них небольшие добавки минерализаторов.

В настоящем сообщении содержатся результаты исследования влияния добавок фтористого натрия на фазовый состав продуктов взаимодействия поллуцита с содой и предложен механизм интенсифицирующего действия минерализаторов при вскрытии поллуцита. В работе использован поллуцит следующего химического состава, вес. %:  $\text{Ca}_2\text{O}$  - 27,6;  $\text{Li}_2\text{O}$  - 1,7;  $\text{Na}_2\text{O}$  - 2,8;  $\text{Rb}_2\text{O}$  - 0,25;  $\text{K}_2\text{O}$  - 0,15;  $\text{SiO}_2$  - 17,4;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 17,2;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  - 0,400;  $\text{H}_2\text{O}$  - 2,5. Карбонат натрия и фтористый натрий использовали марки "Ч". Указанные вещества, измельченные до крупности  $-0,15+0,106$  мм, тщательно смешивались в мольном отношении = 5:1. Фтористый натрий вводили из расчета 4% от веса шихты.

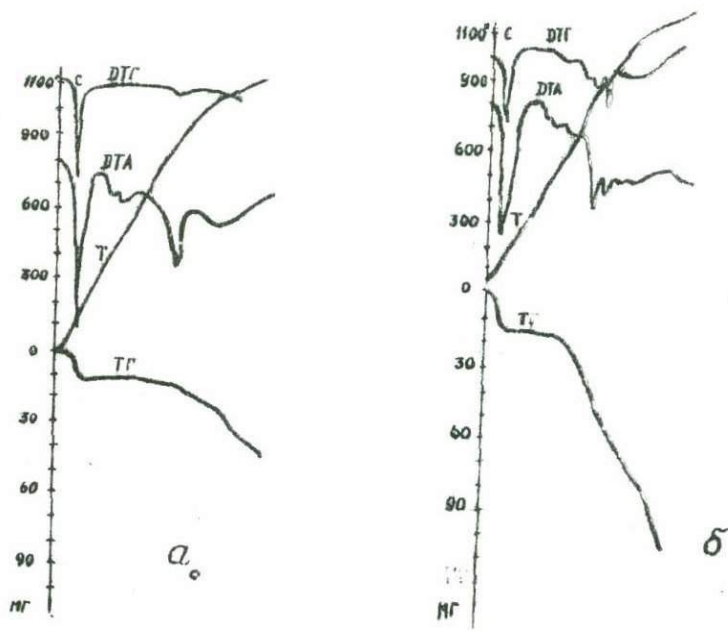
Шихту помещали в алундовых тиглях в силитовую печь марки КО-14 при комнатной температуре; подъем температуры происходил со скоростью 15 град/мин. По достижении заданной точки экспозиция составляла 60-240 мин.

На рис. I, 2 представлены результаты комплексного дифференциального анализа поллуцита и шихт.

Кривая нагревания поллуцита хорошо иллюстрирует процесс термического обезвоживания минерала рядом ступенчатых эндозффектов в области 100-370°C. Широкий глубокий эффект с пиком при температуре кипения



Р и с. I. Дериwатограмма исходного поллyцита



Р и с. 2. Дериватограммы смеси поллудита с содой:  
 а - без минерализатора; б - в присутствии минерализатора

Т а б л и ц а

Результаты рентгенографического исследования  
продуктов спекания поллудита с содой при 800°C  
с выдержкой в течение 2 часов

Поллудит		Продукт спекания		Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>		Металполлудит		Анальцим	
d/n	г	d/n	г	d/n	г	d/n	г	d/n	г
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
								6,87	5
		5,3	2	5,3	2			5,6I	15
3,74	2							4,86	40
3,62	3	3,65	0,5			3,65	0,5	3,67	20
3,38	10	3,4I	4,0			3,4I	4,0	3,43	100
		2,96	4,0			2,96	4,0		
		2,9I	3,0			2,9I	3,0	2,925	80
2,89	9	2,85	4,0			2,85	4,0	2,80I	20
		2,76	10	2,76	10				
		2,68	6	2,68	6			2,693	50
2,64	2	2,63	I	2,63	I				
		2,55	2	2,55	2				
		2,47	2			2,47	2,0	2,505	50
		2,45	I			2,45	I,0	2,426	40
2,40	I								
		2,37	8	2,37	8				
2,2I	5	2,23	I						
		2,18	2	2,18	2			2,163	5
		2,06	I	2,06	I			2,115	5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
								2,0	10
		2,0I	4	2,0I	4			1,940	5
								1,900	50
1,849	5	1,86I	I					1,833	5
		1,779	0,5	1,779	0,5			1,743	60
1,732	7	1,740	0,5			1,740	0,5	1,716	30
1,7I	I	1,716	0,5			1,716	0,5	1,689	40
		1,665	I,0	1,665	I			1,664	10
		1,61I	2,0	1,61I	2	1,527	I,0	1,618	20
1,529	2	1,527	I,0					1,596	30
1,407	2							1,498	20
1,30I	4								

158

159



воды однозначно связан с потерей поллудитом адсорбированной влаги. В области температур 425–870°C из поллудита удаляется "связанная" вода.

На дифференциальной кривой нагревания смеси поллудита с содой (см. рис. 2а) разложению минерала с выделением "связанной" воды соответствует ряд эндотермических эффектов в области 370–765°C. Термическая диссоциация соды сопровождается двумя глубокими эндоеффектами с максимумами при 815 и 870°C. Эндоеффект в более низкотемпературной области обусловлен, видимо, диссоциацией карбоната вследствие взаимодействия его с минералом. Часть соды, не вступившая в реакцию, диссоциирует с эндоеффектом в области 840–890°C с максимумами при 870°. Выше этой температуры наблюдается ряд эффектов, сопровождающих образование алюмосиликата натрия с пиком при 910°, а также оплавление шихты при 1000°C.

Наличие минерализатора значительно утиряет низкотемпературный эффект диссоциации соды (см. рис. 2б) за счет сдвига его начала (судя по кривой ТГ) в область 665° вместо 740–765° при отсутствии минерализатора.

Как принято считать, поллудит является промежуточным звеном изоморфного ряда, конечными членами которого являются безводный поллудит (не найденный в природе) и анальцим, в котором цезий изоморфно замещен на  $\text{Na}^+ + \text{H}_2\text{O}$ .

В таблице представлены дифракционные характеристики анализируемых нами фаз, а также взяты для сравнения дифрактограммы исходного поллудита и анальцима.

Как показал рентгенометрический анализ, в продукте спекания, помимо незначительного количества неразложившейся соды, обнаруживается появление новой фазы, названной нами "металполлудитом", поскольку линии, характеризующие ее межплоскостные расстояния, лежат между значениями собственно исходного поллудита и анальцима.

Высказанное выше позволяет предположить, что новообразование является изоморфной смесью поллудита и анальцима, причем цезий-ион в нем значительно замещен ионом натрия.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОЛУЦИТА  
С ОСНОВНЫМИ ОКИСЛЯМИ

С о о б щ е н и е П

Взаимодействие поллудита с углекислыми солями  
натрия и кальция

С технологической точки зрения большой интерес представляет разложение поллудита спеканием с углекислыми солями кальция и натрия.

В задачу данной работы входило исследование взаимодействия поллудита с углекислыми солями и изучение влияния температуры процесса и присутствия минерализатора на кинетику разложения минерала.

Методика опытов. Поллудит, углекислый кальций и углекислый натрий предварительно измельчали до однородной крупности 0,1+0,16 мм и смешивали из расчета мольных отношений  $\frac{[CaO]}{[SiO_2]} = 2:1$ ;  $\frac{[Na_2O]}{[Ca_n]} = 5:1$ , где

$Ca_n$  определяется содержанием цезия в исходном поллудите. Фтористый натрий вводили в количестве 0,4% от веса шихты. Спекание проводили в селитровой печи марки КО-14 в интервале температур 650-870°, экспозиция при каждой заданной температуре изменялась от 10 до 360 минут. Все продукты спекания подвергали водному выщелачиванию при строго равных условиях: температура раствора - 98° ( $\pm 0,5$ ), продолжительность выщелачивания 180 минут.

Для математического описания кинетики взаимодействия твердых веществ наиболее приемлемыми являются зависимости, найденные для гетерогенных топохимических реакций. Экспериментальные данные такого рода реакций в большинстве случаев хорошо отражаются уравнением Ерофеева-Колмогорова:

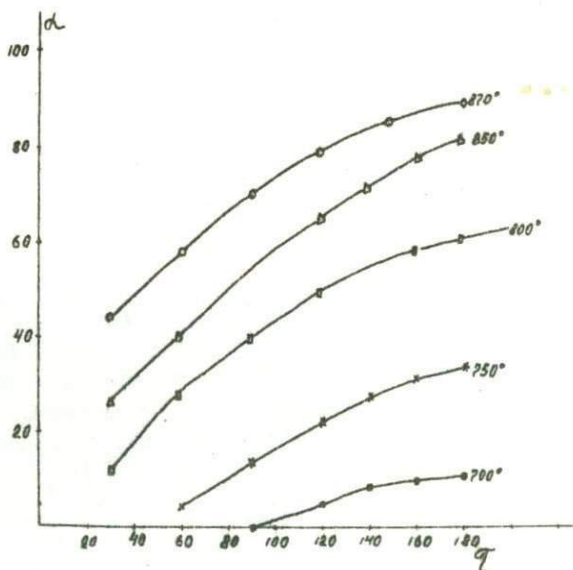
$$\alpha = 1 - e^{-k\tau^n} \quad (I)$$

где  $\Delta$  - количество вещества, вступившего в реакцию,

$\tau$  - время,

$K$  и  $n$  - постоянные.

Полученные экспериментальные данные (рис. I, 2), как показали расчёты, хорошо описываются уравнением (I) в интервале 20-90% вскрытия



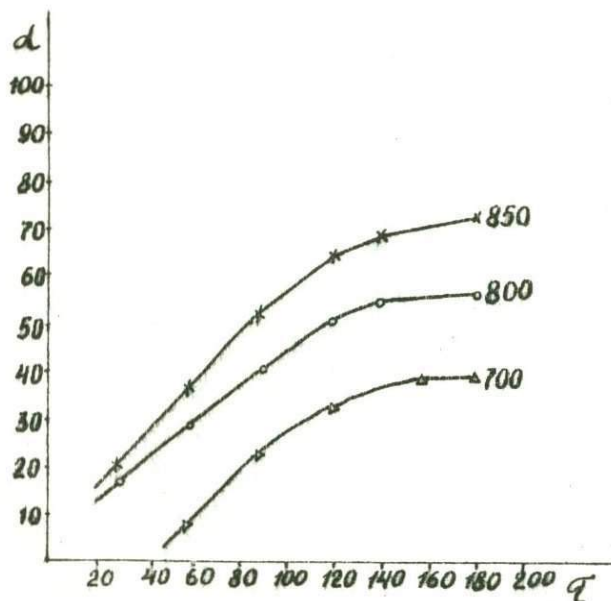
Р и с. I. Разложение поллудита спеканием с содой и известняком в присутствии минерализатора

поллудита. Истинная константа скорости суммарной реакции рассчитывалась по формуле Саковича:

$$K = K' \frac{1}{n} \quad (2)$$

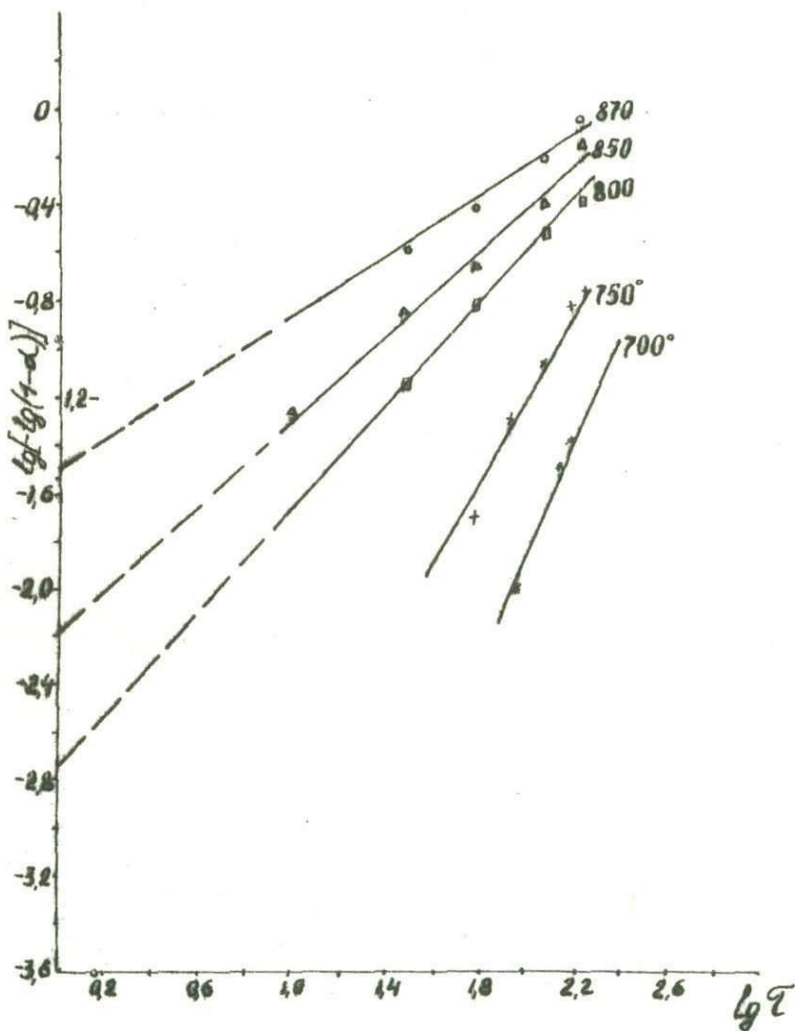
Вычисленные константы скорости суммарной реакции вскрытия поллудита в присутствии минерализатора и без него удовлетворяют закону Аррениуса (рис. 3, 4, 5).

Определение кажущейся энергии активации процесса выполнялось графическим способом, как произведение тангенса угла наклона прямой, по-

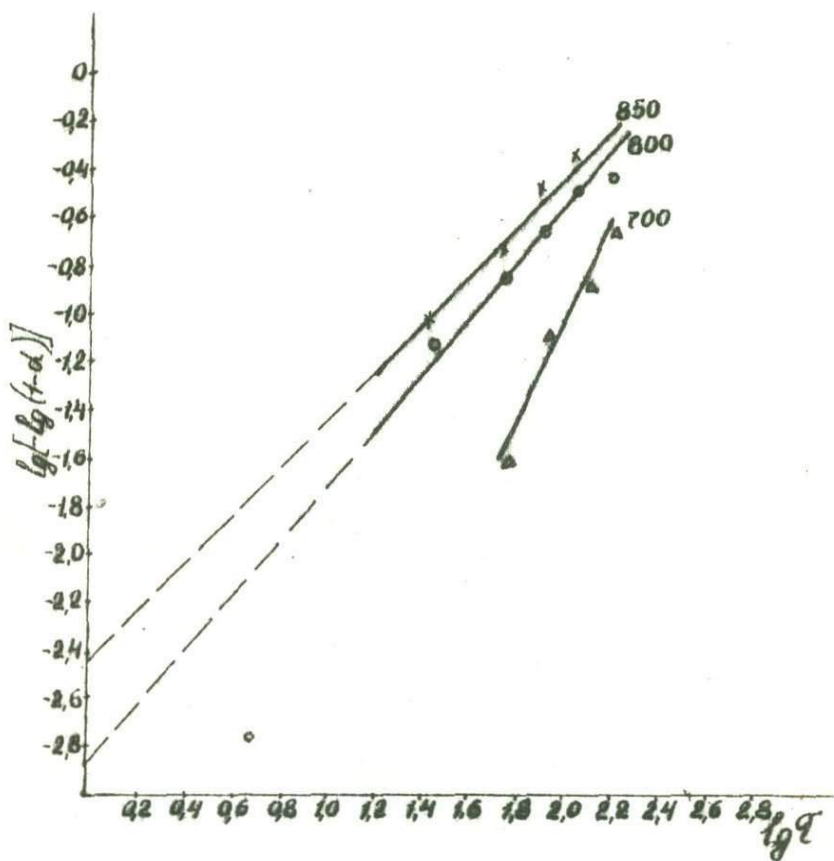


Р и с. 2. Разложение поллудита спеканием с содой и известняком

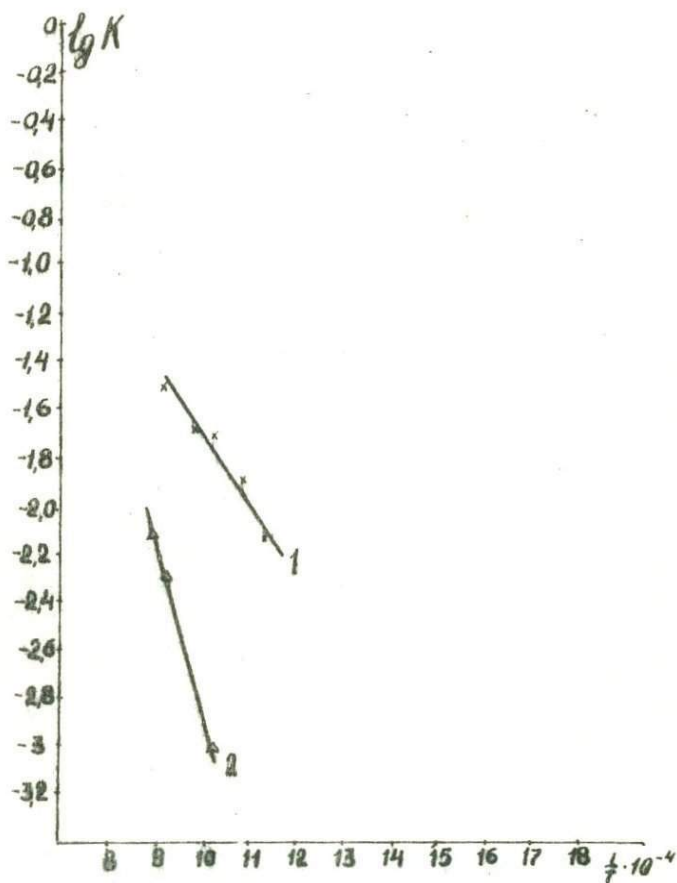
строенной в координатах  $I_g K - \frac{I}{T}$ , на универсальную газовую постоянную. Величина  $E$  не зависит от значения константы скорости суммарной реакции, а определяется лишь углом наклона прямой  $I_g K - \frac{I}{T}$ . Поэтому для качественной оценки влияния добавки минерализатора на  $T$  кинетику суммарной реакции вскрытия минерала в качестве  $\Delta$  можно принять степень вскрытия минерала, которая прямо пропорционально зависит от степени образования продуктов замещения поллудита. Степень вскрытия минерала определялась полнотой перехода цезия в раствор в результате водного выщелачивания продуктов спекания, полученных в соответствующих изотермических условиях. Кажущаяся энергия активации суммарного процесса без участия минерализатора составляет 16,76 ккал/моль. Добавка фторида натрия в количестве 0,4% от веса шихты ускоряет реакцию взаимодействия компонентов исследуемой смеси и снижает величину  $E$  до 6,8 ккал/моль.



Р и с. 3. Результаты обработки экспериментальных данных, приведенных на рис. I, по уравнению Ерофеева-Колмогорова



Р и с. 4. Результаты обработки экспериментальных данных, приведенных на рис.2, по уравнению Ерофеева-Колмогорова



Р и с. 5. Зависимость логарифма константы скорости от "обратной" температуры

И.М.Городецкий

О ГИДРАВЛИЧЕСКОМ РАСЧЕТЕ ДВОЙНЫХ КОЛОНКОВЫХ  
НАБОРОВ ТИПА ДКНТ-ВП

Одной из основных задач гидравлического расчета двойных колонковых наборов типа ДКНТ-ВП [5] является определение площадей сечений элементов буровой коронки, создающих гидравлические сопротивления в процессе бурения. Необходимыми данными при гидравлическом расчете являются  $Q_0$ ,  $Q_H$  и  $\Delta P_H$ .

Сначала определяют объемный расход жидкости  $Q_0$  в обратном потоке, который может быть рассчитан по формуле (1), исходя из условия предотвращения от вымывания из керноприемной трубы частичек кернового материала с условным диаметром  $d_n > 0,1$  см [1, 4]:

$$Q_0 = 0,047 d_T^2 K \sqrt{d_n \left( \frac{\gamma_n}{\gamma_{жк}} - 1 \right)} \text{ л/мин,} \quad (1)$$

где  $d_T$  - внутренний диаметр керноприемной трубы, см;

$\gamma_n$  - удельный вес породы, Г/см<sup>3</sup>;

$\gamma_{жк}$  - удельный вес промывочной жидкости, Г/см<sup>3</sup>;

$K$  - коэффициент, зависящий от формы частиц твердого тела.

Объемный расход жидкости  $Q_H$  в наружном потоке рассчитывается по значениям количества промывочной жидкости на 1 см диаметра коронки, рекомендуемым С.А.Волковым и А.С.Волковым при твердосплавном бурении [3].

Общий расход жидкости  $Q$  определится как сумма расчетных значений  $Q_0$  и  $Q_H$ .

По данным исследований Б.И.Воздвиженского и С.А.Волкова [2], гидравлические сопротивления в керноприемной трубе при заклинивании керна резко возрастают и могут достичь 3-5 атм. Исходя из вышеизложенного, условимся для нашего случая, что при  $Q_0 = 0$ , когда  $Q_H$  станет равным  $Q$ , потери давления  $\Delta P_H$  для наружного потока должны составлять не менее 5 атм.

Учитывая, что потери давления, возникающие на пути движения на-



ружного потока  $Q_H$ , складываются из потерь по длине  $\Delta P_{дл}$  и местных  $\Delta P_M$ , потери давления на коронке составят;

$$\Delta P_M = 5 \text{ атм} - \Delta P_{дл} \quad (2)$$

Потери давления в кольцевом зазоре между стенками скважины и колонковым набором могут быть рассчитаны по формуле Дарси-Вейсбаха [2]:

$$\Delta P_{дл} = 82,6 \lambda \frac{\gamma_m L Q_H^2}{(D_{скв} - D_n)^3 (D_{скв} + D_n)^2} \text{ атм}, \quad (3)$$

где  $L$  - длина колонкового набора, м;

$D_n$  - наружный диаметр колонковой трубы, см;

$D_{скв}$  - диаметр скважины, см;

$\lambda$  - коэффициент гидравлических сопротивлений по длине [6].

В формуле (3)  $Q_H$  дано в л/сек.

После нахождения исходных данных рассчитывают площадь сечения промысловых отверстий в буровой коронке по формуле

$$f_{от} = 0,71 \frac{Q_{от}}{\mu_{от}} \sqrt{\frac{\gamma_m}{\Delta P_{от}}} \text{ см}^2, \quad (4)$$

где  $f_{от}$  - площадь сечения промысловых отверстий,  $\text{см}^2$ ;

$Q_{от}$  - расход промысловой жидкости через отверстия, л/сек;

$\Delta P_{от}$  - потери давления при протекании промысловой жидкости через отверстия, атм;

$\mu_{от}$  - коэффициент расхода для промысловых отверстий.

По данным наших исследований, коэффициент расхода  $\mu_{от}$  для отверстий буровых коронок типа КТЛ-2 можно принять в среднем равным 0,64.

Диаметр промысловых отверстий при количестве  $n$  в буровой коронке находится по формуле:

$$d_{от} = 1,13 \sqrt{\frac{f_{от}}{n}} \text{ см} \quad (5)$$

Вышеприведенная методика гидравлического расчета применима для всех диаметров двойных колонковых наборов типа ЛКНТ-ВП.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Воздвиженский Б.И., Васильев М.Г. Буровая механика. М., Гостехиздат, 1964.

2. Воздвиженский Б.И., Волков С.А. Разведочное колонковое бурение. М., Гостехиздат, 1957.

3. Волков С.А., Волков А.С. Справочник по разведочному бурению. М., Гостехиздат, 1963.

4. Гребенюк А.А., Моисеев Р.Г., Городецкии И.М. Методическое руководство по получению керна в различных геологических условиях. ОНТИ КазИМСа, Алма-Ата, 1972.

5. Гребенюк А.А., Городецкии И.М. Исследование и разработки двойных колонковых наборов с напорным восходящим потоком жидкости в керноприемной трубе. Сб. Техника и технология разведочного бурения. ОНТИ КазИМСа, Алма-Ата, 1974.

6. Мительман Б.И. Справочник по гидравлическим расчетам в бурении. М., Гостехиздат, 1963.

Л.Н.Крюкова

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДАЕК И ИХ РОЛЬ  
В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ  
АККУДУКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Аккудукское рудное поле расположено в восточной части Западно-Балхашского (Моинтинского) синклинория в области сочленения Жасского (Бектауатинского) глубинного разлома с Кергетасской интрузивно-тектонической зоной северо-восточного простирания и крупным меридиональным разломом. Особенностью строения рудного поля является площадное развитие гранитоидов средне-верхнекаменноугольного и пермского возраста. В центральной части поля встречаются андезитовые порфириты калмакземельской свиты ( $C_2K1$ ) в виде ксанолитов различной формы.

Установлено, что южный блок аляскитовых гранитов пермского возраста описываемой площади является приподнятым. Вертикальная амплитуда перемещения определяется в 200-300 м. Широкое и повсеместное развитие среди гранитоидов карбона рудного поля даек и жильных тел, производных пермской интрузии, свидетельствует о наличии на глубине пермского плутона, апикальная поверхность которого осложнена блоковыми перемещениями и куполами.

Наиболее опущенным блоком рудного поля является участок Западный Аккудук, о чем свидетельствуют обилие коенолитов вмещающей кровли; пестрота фациального состава и структур гранитоидов карбона и высокая степень их меланократовости; наличие останцов покровных пород керегетасской свиты; развитие жильных гранит-порфиров перми с гранофировыми, сферолитовыми, фельзитовыми и криптокристаллическими структурами базиса, а в ряде случаев и флюидалной текстурой, отсутствующими в более эродированных (южной и восточной) частях рудного поля.

В эндо- и экзоконтакте пермских гранитоидов рудного поля широко развиты пологозалегающие жильные тела аплитов, аляскитовых и лейкократовых гранит-порфиров, приуроченных к сводовым трещинам.

В менее эродированных (западной и северо-восточной) частях Аккудукского рудного поля среди вмещающих пород встречаются крутопадающие дайки гранит-порфиров, нередко с повышенным содержанием биотита (1-4%), жильные тела аплитов, аляскитовых гранит-порфиров, имеют здесь подчиненное значение и указывают на близость к поверхности пермской интрузии.

Таким образом, становление жильного комплекса происходило как по пологим трещинам в субаикальной части пермского плутона, так и по крутопадающим трещинам разрыва вмещающей рамы среди гранитоидов карбона. Среди эффузивов керегетасской свиты (наряду с крутопадающими дайками) формировались жильные тела и малые интрузивы прихотливой расплывчатой формы.

В зависимости от глубины эрозионного среза даек, штоков и жильных тел в них фиксируются:

- типичные аплитовые, микрогранитовые структуры базиса (в контурах пермских интрузивов);
- преимущественно гранофировая, с переходами в сферолитовую в гранит-порфирах, интродуцирующих меланократовые гранитоиды карбона;
- сферолитовая, фельзитовая и даже флюидалная структуры и текстуры среди наименее эродированных экзоконтактных фаций пород рудного поля.

В многочисленных зонах брекчирования и трещиноватости гранитоиды карбона, жильные дериваты пермского возраста и вмещающие вулканы подвержены пропилитизации, калишпатизации и серицитизации. Здесь развиты серицитовые алоэффузивные кварциты, грейзеноподобные алоинтрузивные вторичные кварциты и кварцевые прожилки с пиритом, молибденитом, редко с халькопиритом и вольфрамитом.

Данные спектрального и петрохимического анализов коренных пород свидетельствуют о тесном парагенезисе промышленных концентраций молибденового оруденения с штокверковыми проявлениями сульфидно-кварцевых прожилков, наложенных на метасоматиты в поздних зонах трещиноватости и катаклаза. Кроме зон гидротермально измененных пород, совпадающих с геофизическими аномалиями и ореолами рассеяния, особого внимания заслуживают участки развития интенсивной трещиноватости, дробления, штокверково-жильного окварцевания, приуроченные к системам крутопадающих даек гранит-порфиров и фельзит-порфиров экструзивного облика.

1. Климов А.А. Современные представления о региональном метаморфизме в применении к линейным геотектоногенам .....	3
2. Климов А.А., Солдатенко А.А. О выходах докембрийского фундамента в Заилийском Алатау .....	9
3. Арыстанов К. Геолого-петрологические особенности верхнеордовикских гранитоидов и некоторые вопросы металлогении Кастекского рудного района .....	13
4. Рафаилович М.С. Рудопроявления золота Кастекского хребта (Заилийский Алатау) .....	15
5. Дилинский Р.Г. Тектоно-магматическое развитие Ульба-Бухтарминского района (Рудный Алтай) .....	19
6. Идовская Н.В., Солтан С.А., Идовский А.Г. Некоторые особенности геологического строения Снегиревского месторождения Сырновского района Рудного Алтая .....	24
7. Крченко Е.М. Дифференцированные намюрские интрузивы габброидов Иртышской зоны смятия - возможные носители скопленных медно-никелевых сульфидных руд .....	26
8. Джукебаев И.К. К вопросу поисков эндогенных месторождений в Арғанатинском поднятии Центрального Казахстана .....	28
9. Ершов А.И. Основные закономерности размещения сурьмяной и золотой минерализации в Жанан-Чинрауской зоне (Восточный Казахстан) .....	31
10. Казанцев М.М. О связи формы хромитовых тел с их положением в гипербазитовых интрузивах Казахстана .....	33
11. Кузнецов В.И., Козбань Л.П., Пелевина К.А. О железистых кварцитах Бетпак-Далы в Южном Казахстане .....	35
12. Ванчугов А.Г. О природе слабоинтенсивных магнитных аномалий на некоторых железорудных месторождениях Восточного Казахстана .....	38
13. Сокольников О.А. Связь рудолокализирующих систем и пострудной тектоники на месторождении Карагайлы-Актас .....	41
14. Сокольников О.А., Бирюлин В.А. Изменчивость оруденения на Карагайлы-Актасском месторождении .....	44

15. Глаголев В.А., Назаров Ш.А. Пластообразная зона дробления в песчаниках таскудукской свиты в районе месторождений Жезказган и Жезды (Центральный Казахстан) .....	46
16. Бирюлин В.А. Определение изменчивости оруденения на месторождении Греховское П .....	49
17. Чернов В.М. О взаимоотношениях кварцевожильного и штокверкового молибденового оруденения в Восточно-Коунрадском гранитном массиве .....	51
18. Николаев Л.Г. О распределении серебра, золота и об их отношении на Золотушинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Рудный Алтай) .....	53
19. Солнцев С.С. К вопросу о формах нахождения цинка в гидротермальноосадочных рудах и их первичных ореолах месторождения Дальнезападный Жайрем .....	58
20. Бурковский С.И. О формах переноса олова в гидротермальных растворах .....	61
21. Княк В.С. Перспективы поисков промышленных медных руд в южной части Средне-Орского рудного района .....	65
22. Мусихин В.П., Дербенев В.С., Гладков И.И. Применение аэрометодов в районах Западного Тургай .....	66
23. Алеев М.А. Опыт использования аэрофото материалов при поисках циркониево-титановых россыпей в Актыбинском Приуралье .....	68
24. Ахметшина Л.З. Зоны новейшей тектонической активности восточной прибортовой части Прикаспийской впадины и их связь с подсольевым палеозойским структурным планом .....	69
25. Шуликовский А.В., Шуликовская Н.С. О перспективах рудоносности восточного фланга Греховского рудного поля (Рудный Алтай) .....	72
26. Иванов Н.Б. К вопросу о взаимоотношениях биотитизированных и кварц-микроклиновых пород с полиметаллическим оруденением в центральной части Греховского рудного поля .....	74
27. Кошелев В.К. Повышение геолого-экономической эффективности геохимических работ путем применения математических методов и ЭВМ в Кастекском рудном поле (Южный Казахстан) .....	76
28. Рафаилович М.С. Отношение золота к серебру в эллипсоидальности как индикатор перспективности ореолов рассеяния золота .....	80
29. Гинатулин А.М., Толочко В.В. Меры различия как способ обобщения многомерной информации в геохимии .....	81

30. Берикболов Б.Р. О влиянии геологических и геохимических факторов на возникновение корреляционной связи и использование распределения корреляционных коэффициентов для геолого-геохимических выводов .....	83
31. Кошелев В.К. К вопросу оценки экономической эффективности математических методов при обработке результатов геохимических съемок .....	85
32. Яценко А.Н., Тарасов В.В. Некоторые результаты электро-разведочных работ методом III с аппаратурой МПП-3 при поисках глубоководных рудных тел .....	87
33. Иванов В.В., Дурнов П.М. Ультразвуковой метод активации и контроля параметров тампонажных смесей .....	89
34. Нигаи В.Г., Ванк В.В. Опыт борьбы с нарушением устойчивости стенок скважин на некоторых месторождениях Казахстана ..	89
35. Лиховцев А.М., Тузов Ю.Г., Попыкин В.П. Результат алмазно-гидроударного бурения скважин малого диаметра .....	92
36. Серебрянников И.Д., Бобылев Ф.А. О влиянии гироскопических сил на характер движения бурового снаряда .....	94
37. Бирманов И.Т., Лукбанов К.Г., Альсейтов Б.Д., Улукпанова К., Кулмураин С.К. Исследования набухаемости глин и предупреждение обуславливаемых ими осложнений в бурении .....	96
38. Бирманов И.Т., Альсейтов Б.Д., Лукбанов К.Г., Кулмураин С.К. Прогнозирование кавернообразования в соленосной толще .....	100
39. Петерс В.И., Коломиец В.И., Иванов В.В. Исследования расширяющихся тампонажных смесей и их влияние на герметизацию заколонного пространства .....	103
40. Калмыков В.М., Ткачев В.И. Промышленное приготовление тампонажных смесей .....	104
41. Свиридова Л.И., Неварсков Ю.в. К методике определения нормативных сроков буровой разведки месторождений .....	105
42. Застерле О.В. Об одновременном определении плотности и магнитной восприимчивости минералов новым методом магнито-гидростатического взвешивания .....	111
43. Иданова Т.В., Вагина А.Л., Скакова П.С. Применение рентгенорадиометрического метода и метода ИК-спектроскопии для исследования процесса сорбции серебра .....	113
44. Белобров И.П., Зарецкая Н.П., Левенберг Л.С. Некоторые результаты исследований разряда с полым катодом (РПК) при определении изотопов .....	118

45. Ахметов Б.М. Прохождение частицы минерала сквозь плазменное облако .....	124
46. Петров А.А., Цилат Б.В. Структурные изменения жидкой фазы при адсорбции гетерополярных собирателей на сульфидах, измеренная методом ЯМР .....	126
47. Мандибуря Л.А., Ахметов Б.М. Влияние примеси на интенсивность излучения спектральной линии анализируемого элемента ....	132
48. Эстерле О.В., Козлов О.В. Карманный люминескоп .....	135
49. Садыков Ш.Ш., Юм Р.Н. Определение цинка, меди и кадмия методом атомной флуоресценции .....	136
50. Ахметов Б.М. Зависимость интенсивности излучения спектральной линии от дисперсности анализируемой пробы .....	141
51. Симонова Л.К., Шарыгина И.Г. Применение в качестве флотореагентов-собирателей соединений на основе кремния .....	146
52. Побережнюк Г.И., Гайдина В.И., Каримов Б.А., Бергер Г.С., Киселев Л.М. Флотационное обогащение бедных цезиевых руд .....	150
53. Коган В.С., Киселева В.С., Лавриненко Л.И. Исследование взаимодействия поллушита с основными окислами .....	155
54. Коган В.С. исследование взаимодействия поллушита с основными окислами .....	161
55. Городецкий И.М. О гидравлическом расчете двойных колонковых наборов типа ДКНТ-ВП .....	167
56. Крюкова Л.Н. Условия формирования даек и их роль в локализации оруденения. (на примере Аккудукского рудного поля) ....	169



ГЕОЛОГИЯ, ТЕХНИКА РАЗВЕРКИ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЕ  
ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ КАЗАХСТАНА  
(Материалы конференции молодых ученых Мингео  
КазССР, посвященной 30-летию победы советско-  
го народа в Великой Отечественной войне 1941-  
1945 гг.)

Редактор  
Техн. редактор

Л. Н. Ц о й  
С. П. Г е л л е р

---

Подписано к печати 25/XII-1975 УГ № 00175 Формат 60x84 1/16  
Печ. листов 11,0. Уч.-изд. листов 11,2. Тираж 500 экз. Цена 80 коп.  
Заказ № 5

---

Отпечатано на ротационной машине ОНТИ КазМГСа, Алма-Ата, ул. К.Маркса, 106

Цена 80 коп.

1525